

П-1483
в. 398

ОГН
8 ч

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ МИРОВОГО ОКЕАНА



Минералогия и геохимия
Тихого океана



ИЗДАТЕЛЬСТВО
• НАУКА •

С

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Минералогия и геохимия
Тихого океана

Труды, вып. 398



МОСКВА
"НАУКА"
1985

Academy of Science of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
PROBLEMS OF LITHOLOGY OF THE WORLD OCEAN
Mineralogy and Geochemistry of the Pacific Ocean

Transactions, vol. 398

Проблемы литологии Мирового океана. Минералогия и геохимия Тихого океана/П.П. Тимофеев, И.М. Варенцов, М.А. Ратеев, Б.А. Сахаров, Д.Я. Чопоров, В.А. Александрова, Л.И. Боголюбова, В.А. Дриц, В.В. Еремеев, Б.П. Золотарев, Н.В. Ренгартен, С.И. Ципурский. — М.: Наука, 1985. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 398).

Монография содержит результаты изучения минералогии и геохимии мезозойских и кайнозойских отложений Тихого океана по материалам глубоководного бурения "Гломара Челленджера". Особое внимание обращено на вопросы геохимической истории постюрской седиментации для центральной области северо-западной части Тихого океана, особенности ее основных этапов: раннемелового (протоокеанского), позднемелового (переходного) и кайнозойского (собственно океанского), а также на гидротермальные накопления в зоне Галапагосского рифта.

Табл. 43, ил. 83 + 8 фототабл., библиогр.: с. 212—215 (106 назв.)

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*,
В.Г. Гербова, *В.А. Крашенинников*

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*

The results of mineralogical and geochemical studies of Mesozoic and Cenozoic deposits of the Pacific Ocean performed within the Deep Sea Drilling Project are presented. Special attention was paid on the aspects of geochemical history of post-Jurassic sedimentation in the Central Northwestern Pacific. The detailed characteristics of geochemical features of the main stages of sedimentary evolution are given: early Cretaceous (protooceanic), late Cretaceous (transitional) and Cenozoic (properly oceanic). The results of mineralogical and geochemical studies of hydrothermal deposits in the Galapagos Rift are given.

Editorial Board

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief)
Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR
P. P. Timofeev, V. G. Gerbova, V. A. Krashenninikov

Responsible Editor

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR *P. P. Timofeev*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Минералогическим и геохимическим исследованиям принадлежит основополагающее значение в познании геохимической истории океанской седиментации в течение мезозоя и кайнозоя. Эти работы, проводимые на базе литолого-фациального анализа, позволяют оценить эволюцию во времени важнейших геологических факторов, зарегистрированных в составе и строении отложений: изменения глубин и очертаний бассейнов, вариации в океанской и атмосферной циркуляции, роль биологической продуктивности и вулканических процессов, относительную высоту стояния континентов и соответственно поступление и распределение континентального стока, изменения уровня моря и глобальные климатические перемены. Решение этих вопросов возможно на основе детального изучения ключевых разрезов отложений главнейших структурных зон Мирового океана.

В монографии приводятся результаты исследований минералогии и геохимии постюрских отложений Тихого океана (рис. 1), наиболее сложного по геологическому строению и истории развития в системе Мирового океана и сравнительно слабо изученного. Значительное место в монографии занимают исследования геохимической истории постюрской седиментации в центральной области северо-западной части Тихого океана — районе гор Маркус-Неккер и возвышенности Хесса (62-й рейс "Гломара Челленджера").

Относительная полнота разрезов отложений мезозоя и кайнозоя позволила провести детальное изучение геохимической эволюции осадкообразования. Установлено, что в течение ранне мелового (протоокеанского) этапа седиментации накапливались относительно мелководные мелководные карбонатные осадки, обогащенные основным вулканогенным материалом. Начальным фазам этого этапа свойственна максимальная вулканическая активность, проявлявшаяся в обстановке ограниченных стагнированных котловинных бассейнов, в которых с высокими скоростями накапливались туфогенные карбонатные осадки с относительно большим содержанием сапропелевого материала и растительного детрита. Геохронологическая продолжительность этого этапа для исследованных районов различна: от позднего баррема — позднего альба (западная часть гор Маркус-Неккер) до позднего альба — позднего сеномана (южная часть возвышенности Хесса). Поздне меловой переходный этап характеризуется переходным режимом седиментации и соответствующими геохимическими параметрами. Накапливались преимущественно наннофоссилиевые осадки в пелагической обстановке низких широт открытого океана. В течение кайнозойского (собственно океанского) этапа отлагались пелагические наннофоссилиевые осадки с типичными для открытого океана концентрациями и скоростями аккумуляции Fe, Mn, тяжелых металлов и рассеянных элементов. Характерны многочисленные эрозионные перерывы. В плиоцене—плейстоцене отмечается усиление островного вулканизма.

Материалы, опубликованные в предыдущих трех томах этой монографической серии, убедительно свидетельствуют о том, что намеченные этапы геохимической истории седиментации в мезозое и кайнозое характерны и для большинства бассейнов Мирового океана; они отражают четко выраженную эволюционную направленность в мезозойско-кайнозойской истории океанского сегмента Земли.

Существенное научное и практическое значение представляют исследования минералогии и геохимии гидротермальных накоплений в зоне Галапагосского рифта и



Рис. 1. Схема расположения скважин 62, 65 и 70-го рейсов

прилегающих участков гидротермальных холмов (70-й рейс). Сочетание прецизионных методов изучения минерального состава осадков (рентгеновская дифрактометрия, электронография, исследования под сканирующим и просвечивающим электронными микроскопами) и анализа геохимических характеристик позволило выявить динамику гидротермального минералообразования в течение плейстоцена, показать соотношение гидротермального и пелагического, главным образом биогенного, осадкообразования. Установлено, что зеленые глины, слагающие основную часть гидротермальных холмов и представленные смешаннослойной фазой селадонит-нонтронит, формировались в течение относительно высокотемпературного этапа. Гидроокислы марганца (главным образом тодорокит) и ассоциирующие с ними элементы накапливались, выделяясь из относительно низкотемпературных остаточных гидротермальных растворов после отделения железа и связанных с ним компонентов.

Эти результаты, полученные на основе детальных исследований весьма достоверного фактического материала, убедительно освещают проблему формирования гидротермальных металлоносных осадков Мирового океана.

Важно отметить, что зона Галапагосского рифта как относительно молодая и активная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия является районом напряженной гидротермальной деятельности. На примере этого модельного объекта можно сравнитель-

но полно исследовать основные движущие силы гидротермальной системы, особенности ее природы, характер продуктов и влияние на состав океанских вод и пелагическую седиментацию. Изучение химизма, минерального состава гидротермальных накоплений и карбонатно-кремнистых биогенных осадков позволяет проследить процесс гидротермально-осадочного минералообразования от начальных моментов до поздних стадий функционирования гидротермальной системы. Чрезвычайно существенно, что проводившееся в течение последних двух-трех десятилетий широкое комплексное изучение гидротермальных систем в современных бассейнах, начатое в конце 50-х годов сотрудниками Геологического института АН СССР, оказало весьма значительное воздействие на понимание роли океанского вулканизма как важнейшего фактора седиментации.

Изучение всего набора составляющих, которые контролируют функционирование гидротермально-осадочного процесса на дне моря, позволили преодолеть прежние мало обоснованные гипотетические представления о формировании флюидов и происхождения серы, а также внести серьезный вклад в понимание механизмов перемещения флюидов. Особенно интересны положения, базирующиеся на данных прямых природных наблюдений и результатах экспериментов по гидротермальному минерало- и рудоотложению. В значительной мере достоверность понимания этих процессов основывается на материалах Международного проекта глубоководного бурения.

Большое значение в познании литологии и минералогии глинистых компонентов отложений окраинных зон представляет исследование плейстоценовых осадков Калифорнийского залива (65-й рейс).

Таким образом, участие Геологического института АН СССР в Международной программе глубоководного океанического бурения в течение последнего десятилетия внесло ощутимый вклад в изучение геохимической истории седиментации, проводимое на широкой литолого-фациальной основе, в контексте всей имеющейся геологической информации. Полученные результаты наметили основные этапы эволюции осадконакопления. Важно подчеркнуть, что использование методов современной минералогии и геохимии и обработки массивов аналитических данных по специальным программам при помощи ЭВМ позволили количественно оценить роль главных составляющих: биогенных, обломочных, вулканогенных (гидротермальных), аутигенных и факторов, контролирующих их распределение для каждого из этапов истории осадконакопления. Весьма существенным в проводимых исследованиях явилось применение обработки сравнительно больших массивов аналитических данных при помощи ЭВМ по программе факторного анализа. Такая обработка сравнительно однородных многомерных совокупностей оказалась весьма эффективной благодаря тому, что интерпретация полученных результатов проводилась на основе данных литолого-фациальных исследований, минеральных, геохимических характеристик осадка, с учетом параметров тех процессов, продуктами которых с наибольшей вероятностью могут быть рассматриваемые фазы.

Полученный опыт показывает, что в настоящее время, при наличии достаточно точных и высокопроизводительных методов анализа, полученные массивы аналитических определений могут быть переработаны только при помощи быстродействующих ЭВМ. Использование ЭВМ не просто удобный прием, ускоряющий обработку значительных объемов информации, но и метод, позволяющий решать задачи, которые без их применения казались нам принципиально неразрешимыми. Совершенно очевидно, что эффективность использования ЭВМ зависит от программ многомерного анализа; в итоге получают результаты, в которых, например, могут быть выделены фазы, группировки, ассоциации компонентов, адекватные реально существующим.

Важно отметить, что подобные методы изучения химии процессов осадкообразования и постседиментационных изменений в истории океанской седиментации получили подтверждение при изучении минерального и химического состава раннемеловых осадков (протоокеанская стадия седиментации) в районе подводных гор Маркус-Неккер и возвышенности Хесса. В этом исследовании показано распределение тонкодисперсных фаз с помощью сканирующего электронного микроскопа и рентгеновского микроскопа; установлено, что главными рассеянными минералами являются сульфиды железа, меди и цинка, в меньшей мере — тончайшие зерна природных сплавов меди и цинка (бронзы), тесно ассоциирующие с пирокластическим материалом. Эти тонкодисперсные компоненты поступали в бассейн седиментации совместно с

вулканокластикой, а также как продукты гидротермальных эксгаляций. Сульфиды железа, меди и цинка и соответствующие карбонатные молекулы формировались в ходе постседиментационных преобразований осадка при участии органического вещества. Эти составляющие отражают минералого-геохимические особенности ранней стадии седиментации центральной области северо-западной части Тихого океана. Интересно, что близкие по составу и возрасту осадки развиты в районе возвышенности Шатского и в других районах Тихого океана, в различных частях Атлантики и Индийского океана, что может служить свидетельством широкого распространения осадков ранней стадии и геохимической истории Мирового океана.

Можно полагать, что итоги выполненных минералогических и геохимических исследований, имея самостоятельную научную и практическую ценность, составят в то же время основу для создания общей теории осадочного процесса — литогенеза.

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ПОСТЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА (РЕЙС 62-Й)**

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПОСТЮРСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ
В ЗАПАДНЫХ РАЙОНАХ
ПОДВОДНЫХ ГОР МАРКУС-НЕККЕР¹, СКВ. 463**

Относительная полнота разреза постюрских отложений, развитых в районе подводных гор Маркус-Неккер, позволяет рассматривать его в качестве опорного для изучения эволюции мезозойского и кайнозойского осадкообразования в северо-западных областях Тихого океана. Для решения этой задачи и была пробурена скв. 463 [Initial Reports..., 1981].

Основные черты истории мезозойского и кайнозойского осадкообразования в регионе ранее уже освещались [Andel, 1975; Andel et al., 1975, 1976; Hamilton, 1956; Heezen et al., 1971, 1973; Lancelot, 1978; Lancelot, Larson, 1975; Winterer, 1976; Winterer et al., 1973; Larson et al., 1975], причем основное внимание фокусировалось главным образом на вопросах связи седиментации с особенностями тектонического развития, вулканизма, палеоокеанографией и другими факторами.

Задача данной работы заключается в изучении геохимических аспектов постюрской седиментации района гор Маркус-Неккер. Можно полагать, что в химическом, минеральном составе осадков зафиксированы существенные процессы осадкообразования и постседиментационных преобразований. К числу первоочередных вопросов, требующих ответа, могут быть отнесены следующие. В чем геохимическая сущность эволюции мезозойского и кайнозойского осадконакопления для изучаемых областей Тихого океана? Сколь геохимически выражено проявляется смена режимов седиментации на границе мезозоя и кайнозоя и для основных геохронологических подразделений? Какова геохимическая специфика главнейших этапов седиментации, постседиментационных изменений и природа контролирующих ее факторов?

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу данной работы положены результаты изучения химического и минерального состава, а также литологических особенностей отложений, вскрытых скв. 463, полученные в Геологическом институте АН СССР. Информация о литолого-минералогических исследованиях была опубликована ранее [Проблемы литологии..., 1983]. Все химически проанализированные образцы были изучены в шлифах под микроскопом; их типовые разности исследовались рентгенографически в форме препаратов, приготовленных из природного осадка либо слагающих его размерных фракций. Определение химических компонентов осадка выполнялось в химико-аналитической лаборатории ГИНа: главных компонентов — методами валового анализа, тяжелых металлов — методами оптической эмиссионной спектроскопии с использованием международных стандартов [Zolotarev, Choporov, 1978]. Для исключения разбавляющего эффекта биогенных и кластических компонентов, а также для приведения к геохимически сравнимой основе химический состав пересчитывался на бестерригенное, бескарбонатное вещество (БТККВ) [Варенцов, Блажчишин, 1976].

Особенности структурного положения скв. 463 отразились на химическом составе

¹ Горы Маркус-Неккер в американской литературе называются Mid-Pacific Mountains.

мезозойских и кайнозойских отложений. Эти особенности наглядно выражаются в обособлении геохимических группировок или парагенетических ассоциаций компонентов. Такие группировки выявляются при обработке данных химического анализа методами факторного анализа; их содержательная интерпретация позволяет установить геохимическую сущность таких ассоциаций: соединений, либо фаз, либо специфических форм нахождения установленных групп компонентов. Массивы аналитических данных обрабатывались на ЭВМ ЕС-1022 в лаборатории математических методов исследований ГИНа (Д.А. Казимиров, П.К. Рябушкин) по программе факторного анализа (*R*-анализа [Davis, 1973; Harman, 1967]).

Выделение ассоциаций производилось на основе группирования компонентов, обладающих значимыми факторными нагрузками ($> 0,3$) одного знака. В каждом факторе могут быть выделены две ассоциации разного знака, содержание которых поддается геохимической, минералогической интерпретации. В большинстве работ по факторному анализу значения факторных нагрузок интерпретируются как величины, близкие по смыслу к коэффициентам корреляции. Для более явного представления соотношений между компонентами ассоциации каждый химический компонент характеризуется величиной факторной нагрузки на тот фактор, с которым он теснее всего связан. Номер ассоциации отвечает номеру фактора. Характерные нагрузки на прочие факторы для каждой данной ассоциации близки нулю. В результате такой обработки выявляются приводимые ниже ассоциации компонентов и их распределение в разрезе. Для получения более выраженных значений факторных нагрузок проводилось преобразование данных по методу вращения (варимакс Кайзера [Davis, 1973]).

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КОМПОНЕНТОВ

Для выявления количественных соотношений парагенетических ассоциаций компонентов обрабатывались данные валового химического анализа (вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску) и результаты пересчетов химического анализа на БТККВ. Данные валового анализа позволяют вскрыть геохимические группировки компонентов, отвечающие реальному составу изучаемых осадков. Однако резко преобладающее количество карбонатных и кремнистых составляющих, их выраженный разбавляющий эффект нивелирует специфику аутигенных продуктов гидротермальной, вулканической деятельности, постседиментационных образований. Для исключения разбавляющего эффекта используются различные схемы геохимических пересчетов [Boström, 1973]. Особенности применявшегося нами метода уже излагались в предыдущих работах [Варенцов, Блажчишин, 1976; Varentsov, 1978]. Подчеркнем, что основой для интерпретации парагенетического набора химических компонентов являются данные изучения минерального состава и параметры тех процессов, продуктами которых с наибольшей вероятностью могут быть рассматриваемые фазы.

Ассоциации, выявляемые на основе данных химического анализа (табл. 1—3; рис. 2)

Ассоциация IA (+): Al_2O_3 (0,29)¹, Na_2O (0,53), K_2O (0,57), C (0,34), FeO (0,45), Cr (0,93), Ni (0,85), V (0,90), Cu (0,82), Co (0,84), Ga (0,67), Ge (0,57). Набор компонентов и результаты изучения минерального состава осадков с определенностью свидетельствуют о том, что рассматриваемая группировка в наиболее ярких проявлениях представлена (см. рис. 2) иллитом, смешаннослойной фазой монтмориллонит—иллит с примесью цеолита и сопутствующими тяжелыми металлами. Органическое вещество может присутствовать в межслоевом промежутке смешаннослойных фаз, образовавшихся в результате изменения вулканокластического материала, отчетливо наблюдаемого под микроскопом. Это особенно характерно для туфогенных известняков с повышенными количествами растительной органики (обр. 70—5—99—100, нижний апт) и пестроцветных (в данном случае — сероцветных) известняков кровли верхнего апта с заметной примесью вулканокластики. Относительно менее отчетливо эта ассоциация развита в осадках нижнего маастрихта (см. рис. 2).

¹ В скобках здесь и далее указывается величина факторной нагрузки компонента на данный фактор.

Ассоциация IB (-): CaO (-0,42), CO₂ (-0,38). Распределение собственно карбоната кальция показано на рис. 2. Отсутствие иных компонентов в этой группировке и ее преимущественное развитие в породах верхнего баррема—верхнего апта, сложенных перекристаллизованными известняками, позволяет считать, что данная ассоциация представлена почти чистым кальцитом как продуктом эпигенетической перекристаллизации. Подчеркнем, что распространение такого эпигенетического кальцита ограничено подсериями II—IV, для которых характерны величины плотности, превышающие 1,89 г/см³ [Initial Reports..., 1981].

Ассоциация IIA (+): CaO (0,64), Na₂O (0,61), CO₂ (0,61). Рассматриваемая группировка компонентов представлена карбонатом кальция, слагающим наннофораминиформовые, фораминиферо-нанномиктовые илы и писчий мел соответствующего состава. Характерным компонентом этой разности карбонатов является Na₂O, входящий в состав диагенетически слабо измененных карбонатных осадков. Обращает на себя внимание, что эта ассоциация весьма отчетливо проявляется в пределах подсерий IA и IB, в которых отмечается изменение плотностей от 1,61 до 1,89 г/см³ [Initial reports..., 1981]. Ниже, в осадках с плотностью 1,93 г/см³ и более, рассматриваемая ассоциация почти не встречается. Известно, что в процессе диагенетических преобразований при перекристаллизации биоморфного карбоната происходит высвобождение Na и переход его в поровые растворы.

Ассоциация IIB (-): SiO₂ (-0,89), Al₂O₃ (-0,71), MgO (-0,52), K₂O (-0,63), Fe (-0,63). Данная ассоциация представлена компонентами, слагающими преимущественно калийсодержащий Fe, Mg-смектит, смешаннослойные фазы иллит-монтмориллонита и собственно иллита, присутствующего в переменных количествах: от доминирующих до примесей. Развитие этой группировки в разрезе ограничено отложениями верхнего баррема—верхнего турона. Подчеркнем, что наиболее выраженные проявления этой ассоциации наблюдаются в отложениях, обогащенных измененным вулканокластическим материалом основного и среднего состава: в известняках верхнего баррема; оливково-зеленых известняках нижнего апта; туфогенных, с органическими остатками, пестроцветных, преимущественно красноцветных известняках верхнего апта—нижнего альба.

Ассоциация IIIA (+): CaO (0,48), CO₂ (0,56), Al₂O₃ (0,14), Ga (0,14). Данная группировка представлена карбонатом кальция, однако ее минералогическая специфика остается недостаточно ясной. Обращает на себя внимание ряд особенностей (см. рис. 2): 1) в нижней части разреза (верхний баррем—средний турон, от обр. 85—1—100—101 до обр. 34—1—32—34) рассматриваемая ассоциация встречается, как правило, совместно с компонентами группировки IIB (-), представленной калийсодержащими смектитами, смешаннослойной фазой смектит-иллит, иллитом; 2) в интервале верхний кампан—плейстоцен данная группировка наблюдается на тех же уровнях, что и ассоциация IA (+) (иллит, смешаннослойная фаза иллит-монтмориллонит). Если рассмотренные выше группировки карбонатов кальция представляют собой, с одной стороны (IIA (+)), исходные биоморфные карбонаты, не испытавшие существенных постседиментационных изменений, а с другой (IIB (-)) — карбонаты кальция, являющиеся продуктами эпигенетической перекристаллизации, то имеются основания полагать, что группировка IIIA (+) занимает промежуточное положение. Можно считать, что данный набор компонентов представляет собой остаточную фазу, образующуюся при перекристаллизации, растворении биоморфного карбоната. При этом реликтовый продукт может частично обогащаться глиноземом.

Ассоциация IIIB (-): C (-0,69), Mn (-0,36), Ni (-0,44), Co (-0,46), Pb (-0,57), Mo (0,86). Набор компонентов этой ассоциации с определенностью свидетельствует о том, что она представлена органическим веществом и связанными с ним тяжелыми металлами. Наиболее ярко данная группировка выражена в нижеаптских туфогенных известняках, обогащенных органическим веществом, и в осадках верхнего турона—коньяка (обр. 27—1—111—120). В других интервалах разреза (кровля маастрихта, основание нижнего эоцена) структура данной группировки проявляется относительно четко. Однако из ее состава выпадает C_{орг}. Возможно, это связано с тем, что именно на данном уровне проходит несогласная, со значительным перерывом (около 14 млн. лет) граница мезозоя и кайнозоя (обр. 8—2—54—56 и 7—1—61—63; см. рис. 2).

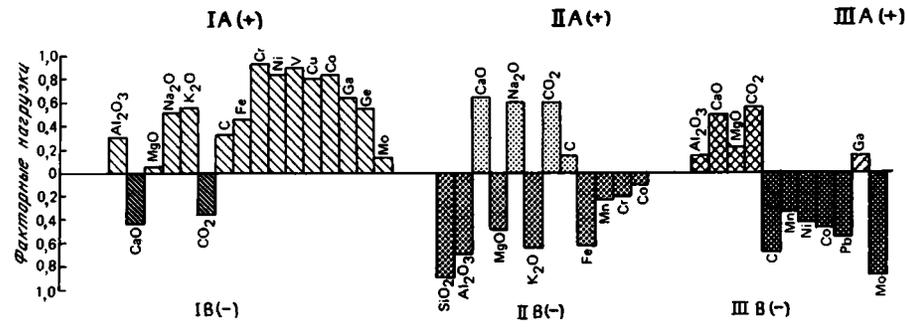
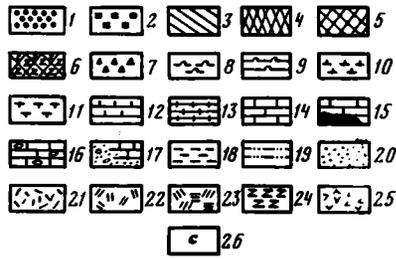
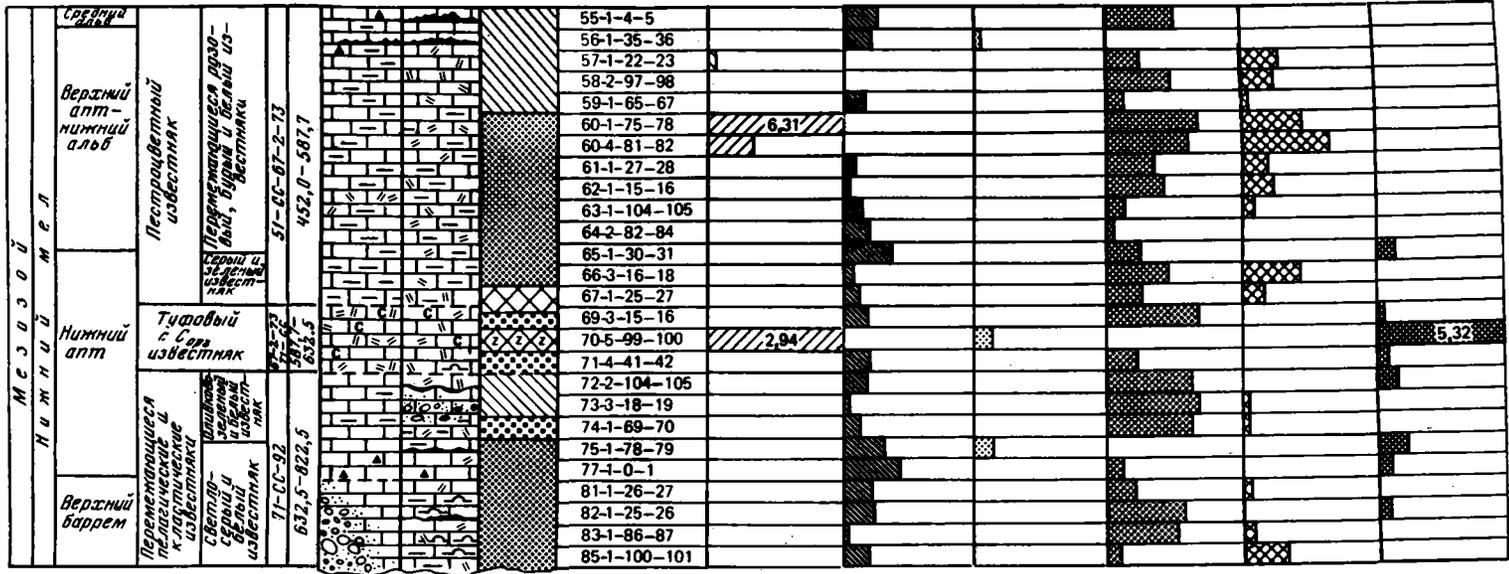


Таблица 1
Химический состав отложений мезозоя и кайнозоя скал 463
(вес. % в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№ обр.*	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	C
1-1-70-72	9,19	2,93	1,48	45,15	0,58	0,08	1,43	0,75	35,20	Нет
3-2-48-50	2,16	0,70	0,69	52,47	0,16	0,05	1,10	0,31	41,49	"
4-3-20-22	2,46	1,02	0,56	51,02	0,42	0,07	1,25	0,33	39,40	"
5-1-63-65	0,22	0,03	0,35	54,84	Нет	0,04	0,93	0,20	42,45	"
6-3-59-61	0,38	0,14	0,30	54,73	0,24	0,04	0,76	0,20	42,35	"
7-1-61-63	0,32	Нет	0,17	54,97	Нет	0,11	0,68	0,15	42,75	"
8-2-54-56	91,10	1,05	1,62	2,70	0,02	0,04	0,23	0,26	1,20	"
8-3-34-36	1,03	0,28	0,26	54,04	0,33	0,01	1,08	0,20	42,10	"
9-1-30-32	6,84	0,68	0,24	50,00	0,59	0,01	1,01	0,36	38,55	"
10-1-78-80	5,36	0,81	0,52	50,83	0,09	0,01	0,85	0,41	39,00	"
11-1-72-74	11,97	0,39	0,87	46,71	Нет	0,01	1,45	0,31	36,50	"
12-1-30-32	1,19	Нет	0,21	52,29	0,83	0,21	1,06	0,23	40,60	"
13-1-72-74	0,60	0,25	0,26	54,03	0,08	0,01	1,45	0,25	41,85	"
14-1-84-86	0,62	0,17	0,17	53,88	0,16	0,01	1,64	0,25	42,05	"
15-2-70-72	11,74	0,47	0,10	47,85	0,42	Нет	0,95	0,25	37,35	"
16-2-80-82	1,48	0,25	0,31	54,07	Нет	0,01	1,27	0,31	41,75	"
17-1-86-88	1,09	0,31	0,35	53,84	"	0,01	1,45	0,31	41,65	"
19-1-70-72	18,24	0,49	0,30	44,49	0,34	0,01	0,75	0,20	33,80	"
20-1-70-72	1,29	0,20	0,43	54,04	Нет	0,01	1,35	0,31	42,05	"
21-1-70-72	0,76	0,18	0,52	54,32	"	0,01	1,10	0,20	42,40	"
22-2-121-123	0,95	0,12	0,52	54,59	"	0,01	1,27	0,25	42,60	"
24-1-93-95	12,59	Нет	0,63	46,94	0,41	Нет	0,68	0,23	36,10	"
25-1-23-25	2,46	0,37	0,52	53,33	Нет	0,02	1,27	0,31	41,60	"
26-1-118-120	0,60	Нет	0,50	53,12	0,49	0,03	0,97	0,14	41,70	"
27-1-118-120	1,93	"	0,88	52,73	0,17	0,04	0,97	0,38	39,75	0,03
30-1-100-102	2,59	0,53	0,36	52,66	0,40	0,04	0,95	0,31	40,15	Нет
33-1-61-63	3,45	0,31	0,96	52,38	Нет	0,05	1,10	0,36	41,00	"
34-1-32-34	9,55	0,53	0,90	47,58	0,50	0,04	0,77	0,42	35,85	"
38-1-40-41	3,02	0,43	0,55	53,43	0,22	0,05	0,81	0,25	40,95	"
43-1-50-51	0,28	Нет	0,76	53,21	0,92	0,04	0,77	0,19	40,65	"
48-1-64-66	37,52	1,01	0,87	33,08	0,16	0,03	0,93	0,36	20,30	"
50-1-64-66	11,94	1,05	0,56	46,51	0,14	0,05	0,68	0,51	36,00	"
55-1-4-5	27,96	0,27	2,12	36,32	0,83	0,06	0,53	0,56	28,90	"
56-1-35-36	5,39	0,07	0,49	50,38	0,57	0,04	0,53	0,28	38,85	"
57-1-22-23	12,00	1,13	0,68	46,16	1,22	0,01	0,52	0,41	36,05	"
58-2-97-98	16,69	2,25	1,02	41,35	1,27	0,04	0,60	0,83	33,30	"
59-1-65-67	11,11	0,36	0,41	46,88	1,23	0,07	0,60	0,31	37,45	"
60-1-75-78	48,55	15,80	8,29	4,17	2,82	0,01	1,74	3,15	3,50	"
60-4-81-82	21,78	2,63	2,45	36,83	1,94	0,01	0,74	0,61	29,45	"
61-1-27-28	23,72	0,71	0,86	37,32	2,03	0,01	0,47	0,37	31,20	"
62-1-15-16	25,36	1,27	1,32	37,07	1,43	Следы	0,61	0,41	29,50	"
63-1-104-105	12,99	0,90	0,56	47,06	0,23	0,04	0,61	0,33	37,35	"
64-2-82-84	9,80	0,40	0,37	49,51	0,22	0,05	0,54	0,23	38,75	"
65-1-30-31	14,02	0,80	0,70	46,75	0,23	0,04	0,47	0,33	36,30	"
66-3-16-18	18,10	1,05	0,97	43,06	0,46	0,07	0,85	0,70	33,50	"
67-1-25-27	29,81	1,28	0,55	37,01	0,48	0,04	0,85	0,47	28,75	"
69-3-15-16	53,09	1,56	1,33	22,46	0,43	0,13	0,54	0,70	17,50	"
70-5-99-100	64,60	1,57	3,98	11,57	0,87	0,09	1,13	0,70	6,00	2,11
71-4-41-42	19,93	1,82	1,04	41,61	Нет	0,13	0,76	0,61	32,60	Нет
72-2-104-105	59,66	1,44	0,73	19,72	0,38	0,08	0,47	0,47	15,25	"
73-3-18-19	51,07	2,67	1,65	22,15	0,32	0,06	0,80	0,74	16,80	"
74-1-69-70	52,37	1,59	1,23	21,48	0,81	0,06	0,68	0,65	16,35	"
75-1-78-79	1,41	Нет	0,90	53,11	0,92	0,07	0,45	0,19	41,00	"
77-1-0-1	15,76	0,53	0,30	48,23	0,22	0,06	0,47	0,23	35,85	"
81-1-26-27	6,88	1,33	0,85	50,33	0,65	0,04	0,47	0,23	39,85	"
82-1-25-26	47,18	1,60	1,02	25,16	0,82	0,04	0,61	0,61	19,05	"
83-1-86-87	50,69	1,60	1,00	23,98	0,74	0,03	0,61	0,52	18,60	"
85-1-100-101	7,50	0,39	0,27	50,71	0,58	0,02	0,47	0,14	40,30	"

* В книге используется нумерация образцов, принятая в Международной программе глубоководного океанического бурения (ODSP): первое число — номер скважины (если номер скважины вынесен в заголовок графы или таблицы, как в данном случае, то в номер образца он не включается), второе — номер зерна, третье — номер секции зерна, четвертое и пятое — положение образца в секции зерна (интервал в см).

P ₂ O ₅	Fe _{Бал}	Mn _{Бал}	P _{Бал}	n · 10 ⁻⁴										
				Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo		
0,11	1,04	0,06	0,05	11	12	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,11	0,48	0,04	0,05	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,17	0,39	0,05	0,07	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,09	0,24	0,03	0,04	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,07	0,21	0,03	0,03	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,09	0,12	0,09	0,04	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	1,13	0,03	0,02	11	15	<15	29	<10	<10	<5	<1	9,5		
0,07	0,18	0,01	0,03	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,07	0,17	0,01	0,03	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,36	0,01	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,61	0,01	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	1,6		
0,05	0,15	0,16	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,18	0,01	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,04	0,12	0,01	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,07	Her	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,22	0,01	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,24	0,01	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,04	0,21	0,01	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,30	0,01	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,36	0,01	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,36	0,01	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,44	Her	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,36	0,02	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,11	0,35	0,02	0,05	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,62	0,03	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,07	0,25	0,03	0,03	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,67	0,04	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,07	0,63	0,03	0,03	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,08	0,38	0,04	0,03	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,53	0,03	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,61	0,02	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,14	0,39	0,04	0,06	<10	<10	<15	<15	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,09	1,48	0,05	0,04	<10	<10	<15	<15	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,07	0,34	0,03	0,03	<10	<10	<15	<15	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,09	0,48	0,01	0,04	<10	<10	<15	33	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,10	0,71	0,03	0,04	11	<10	<15	30	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,02	0,29	0,05	0,01	<10	<10	<15	24	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	5,80	0,01	0,02	172	90	280	135	40	10	8	1,4	1,6		
0,10	1,71	0,01	0,04	20	15	21	26	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,09	0,60	0,01	0,04	11	11	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,09	0,92	CneAs	0,04	<10	11	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,39	0,03	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,04	0,26	0,04	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,07	0,49	0,03	0,03	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,05	0,68	0,05	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,01	0,38	0,03	0,004	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,04	0,93	0,10	0,02	10	~10	16	25	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,09	2,78	0,07	0,04	42	93	70	60	52	11	<5	1,4	7,5		
0,07	0,73	0,10	0,03	<10	<10	<15	<15	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,04	0,51	0,06	0,02	10	11	25	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,09	1,15	0,05	0,04	11	11	21	27	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,09	0,86	0,05	0,04	<10	10	19	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,03	0,63	0,05	0,01	<10	<10	<15	<15	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,02	0,21	0,05	0,01	<10	<10	<15	<10	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,03	0,59	0,03	0,01	10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,11	0,71	0,03	0,01	10	<10	21	22	<10	<10	<5	<1	<1,5		
0,04	0,70	0,02	0,02	10	<10	23	25	<10	<10	<5	<1	1,6		
0,04	0,19	0,02	0,02	10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5		

Таблица 2
Результаты факторного анализа химических компонентов
отложений мезозоя и кайнозоя скв. 463

Компонент	Факторные нагрузки после вращения			Компонент	Факторные нагрузки после вращения		
	Фактор I	Фактор II	Фактор III		Фактор I	Фактор II	Фактор III
SiO ₂	0,09	-0,89		Cr	0,93	-0,23	
Al ₂ O ₃	0,29	-0,71	0,14	Ni	0,85		-0,44
CaO	-0,42	0,64	0,48	V	0,90		
MgO	0,18	-0,52	0,17	Cu	0,82		
Na ₂ O	0,53	0,61		Co	0,84	-0,10	-0,46
K ₂ O	0,57	-0,63	0,06	Pb			-0,57
CO ₂	-0,38	0,61	0,56	Ga	0,67		0,14
Сорг	0,34	0,13	-0,69	Ge	0,57		
Fe	0,45	-0,63		Mo	0,13		-0,86
Mn		-0,24	-0,36	Вклад в дисперсию, %	42,0160	12,6895	9,9708
				Суммарная дисперсия, %	42,0160	54,7055	64,6763

Таблица 3
Стратиграфическое распределение значений факторов
для химических компонентов отложений мезозоя и кайнозоя скв. 463

№ обр.	Стратиграфическое подразделение	Факторные значения после вращения		
		Фактор I	Фактор II	Фактор III
1	2	3	4	5
1-1-70-72	Плейстоцен	0,29	-0,51	0,55
3-2-48-50	Нижний плиоцен	-0,02	0,35	0,25
4-3-20-22	Верхний миоцен	0,05	0,26	0,31
5-1-63-65	Верхний олигоцен	-0,02	1,65	-0,35
6-3-59-61	То же	-0,07	0,63	0,76
7-1-61-63	Нижний-средний эоцен	-0,45	1,64	-0,83
8-2-54-56	Нижний маастрихт	-1,49	-2,41	-3,96
8-3-34-36	То же	0,19	1,02	0,40
9-1-30-32	"	0,10	0,26	0,67
10-1-78-80	"	0,09	0,23	0,47
11-1-72-74	"	-0,26	0,61	-0,14
12-1-30-32	"	-0,38	1,00	-0,44
13-1-72-74	"	0,38	1,38	0,41
14-1-84-86	"	0,44	1,50	0,47
15-2-70-72	"	-0,01	0,50	0,45
16-2-80-82	"	0,29	1,25	0,27
17-1-86-88	"	0,32	1,32	0,34
19-1-70-72	"	-0,17	-0,23	1,09
20-1-70-72	"	0,31	1,28	0,26
21-1-70-72	Нижний маастрихт	-0,21	1,35	-0,30
22-2-121-123	Верхний кампан	0,29	1,40	0,15
24-1-93-95	То же	-0,23	0,43	-0,003
25-1-23-25	"	0,12	0,94	0,13
26-1-118-120	Верхний турон-коньяк	-0,01	1,31	-0,13
27-1-118-120	То же	0,05	1,13	-1,22
30-1-100-102	"	-0,44	0,36	-0,09

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5
33-1-61-63	Средний турон	-0,01	0,59	-0,05
34-1-32-34	То же	-0,12	-0,67	0,51
38-1-40-41	Нижний турон	-0,19	0,29	0,06
43-1-50-51	Средний-верхний сеноман	-0,12	1,05	-0,19
48-1-64-66	Верхний альб	0,15	-0,31	-0,004
50-1-64-65	То же	-0,01	-0,29	0,05
55-1-4-5	Средний альб	-0,56	-1,10	-0,03
55-1-35-36	Верхний апт-ниж- ний альб	-0,53	0,06	-0,08
57-1-22-23	То же	0,04	-0,60	0,58
58-2-97-98	"	0,01	-1,09	0,56
59-1-65-67	"	-0,38	-0,31	0,06
60-1-75-78	"	6,31	-1,54	1,05
60-4-81-82	"	0,79	-1,33	1,58
61-1-27-28	"	-0,22	-0,85	0,40
62-1-15-16	"	-0,10	-0,88	0,48
63-1-104-105	"	-0,34	-0,32	0,14
64-2-82-84	"	-0,49	-0,06	-0,02
65-1-30-31	"	-0,91	-0,55	-0,31
66-3-16-18	Нижний апт	-0,09	-1,01	1,10
67-1-25-27	То же	-0,31	-0,58	0,31
69-3-15-16	"	-0,46	-1,59	-0,13
70-5-99-100	"	2,94	0,34	5,32
71-4-41-42	"	-0,48	-0,53	-0,18
72-2-104-105	"	-0,45	-1,43	-0,29
73-3-18-19	"	-0,06	-1,55	0,03
74-1-69-70	"	-0,27	-1,45	0,03
75-1-78-79	"	-0,76	0,35	-0,44
77-1-0-1	"	-0,97	-0,27	-0,25
81-1-26-27	Верхний баррем	-0,49	-0,44	0,10
82-1-25-26	То же	-0,56	-1,33	-0,19
83-1-86-87	"	-0,07	-1,22	0,15
85-1-100-101	"	-0,47	-0,23	0,77

**Ассоциации, выявляемые на основе данных химического анализа,
пересчитанных на БТККВ (табл. 4-6; рис. 3)**

Ассоциация IA(+): MgO(0,37), FeO(0,35). Данная группировка соответствует фазам, содержащим избыточные количества Mg и Fe сравнительно со средним составом литосферы. Наиболее выраженные ее проявления наблюдаются в красноцветных (розовых, бурых) известняках верхнего апта - нижнего альба (обр. 60-1-75-78 и 60-4-11-62), обогащенных измененным вулканокластическим материалом основного состава и гидроокислами железа, рассеянными в карбонатной основной массе (см. рис. 3). Отмечается также развитие этой ассоциации в интервалах, обогащенных основной вулканокластикой и развитыми по ней гидроокислами железа: в туфогенных известняках нижнего апта, в среднем альбе-коньяке.

Ассоциация IB(-): Na₂O(-0,58), P(-0,82), Cu(0,35), Co(-0,56), Pb(-0,95), Ga(-0,89), Mo(-0,79). Рассматриваемый набор компонентов представлен, по всей вероятности, фосфатными соединениями указанных тяжелых металлов, сформировавшимися в ходе преобразования вулканокластического материала в глинистые фазы. Следует отметить несколько интервалов четкого обособления ассоциации: нижние слои оливково-серых известняков верхнего баррема, пестроцветных известняков верхнего апта-нижнего альба и фораминиферово-нанномикритовых илов нижнего эоцена-плейстоцена. Обращают на себя внимание относительно повышенные значения факторных значений этой группировки на уровнях, отвечающих седиментационным перерывам: границе верхнего

Таблица 4

Химический состав отложений мезозоя и кайнозоя скв. 463
(вес.% в пересчете на БТККВ)

№ обр.	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe _{вал}	Mn _{вал}	P _{вал}
1-1-70-72	—	9,960	51,304	13,558	21,542	1,976	1,542
3-2-48-50	—	5,633	73,435	14,632	—	2,610	3,229
4-3-20-22	23,354	11,526	45,352	7,082	8,212	1,770	2,486
5-1-63-65	34,874	—	42,075	8,877	10,643	1,354	1,807
6-3-69-61	34,021	10,468	35,236	8,458	8,692	1,379	1,379
7-1-61-63	30,740	—	43,278	9,546	7,637	5,728	2,546
8-2-54-56	43,244	—	8,051	4,575	41,925	1,144	0,704
8-3-34-36	16,293	14,674	52,364	7,901	6,527	0,442	1,423
9-1-30-32	28,629	19,779	37,672	10,197	2,116	0,308	1,039
10-1-78-80	41,752	—	34,750	12,679	9,520	0,299	0,726
11-1-72-74	5,027	—	59,985	10,724	22,788	0,377	0,796
12-1-30-32	18,092	27,655	35,319	7,663	4,998	5,331	0,666
13-1-72-74	25,624	2,063	57,079	8,528	5,474	0,357	0,754
14-1-84-86	10,708	5,921	68,530	9,490	3,821	0,395	0,810
15-2-70-72	9,711	21,999	55,687	11,090	—	—	1,079
16-2-80-82	31,750	—	49,167	10,739	6,951	0,351	0,742
17-1-86-88	26,679	—	54,652	10,162	7,155	0,343	0,723
19-1-70-72	50,319	10,848	27,710	5,024	4,834	0,305	0,685
20-1-70-72	17,525	—	57,460	12,083	11,398	0,386	0,814
21-1-70-72	13,210	—	57,866	9,359	17,649	0,481	1,016
22-2-121-123	12,709	—	58,890	10,847	15,828	0,447	0,908
24-1-93-95	34,213	15,083	25,016	8,461	16,187	—	0,736
25-1-23-25	11,586	—	59,743	12,349	14,161	0,906	0,906
26-1-118-120	—	24,218	47,943	6,920	17,052	0,989	2,471
27-1-118-120	48,461	3,986	22,742	8,909	14,536	0,703	0,469
30-1-100-102	44,646	10,937	29,700	7,569	5,132	0,898	0,898
33-1-61-63	3,201	—	50,383	14,707	28,671	1,809	0,881
34-1-32-34	45,637	11,225	18,988	8,807	13,745	0,713	0,713
38-1-40-41	43,054	6,384	29,359	7,052	11,395	1,448	1,039
43-1-50-51	36,192	23,783	19,906	4,912	13,701	0,776	0,517
48-1-64-66	28,611	2,059	38,776	9,639	19,235	0,745	0,701
50-1-64-65	24,825	1,244	35,795	20,584	12,045	2,036	3,167
55-1-4-5	—	28,000	18,130	18,270	33,985	—	1,365
56-1-35-36	32,667	21,573	20,230	10,364	12,591	1,144	1,140
57-1-22-23	0,508	50,508	21,673	11,691	13,355	0,277	1,664
58-2-97-98	—	42,307	27,381	28,369	—	—	1,701
59-1-65-67	—	48,877	34,683	15,441	—	—	0,535
60-1-75-78	—	17,779	17,424	16,154	47,954	—	—
60-4-81-82	—	52,728	19,937	7,821	18,399	—	0,962
61-1-27-28	—	45,601	31,654	19,585	—	—	2,674
62-1-15-16	—	56,085	24,080	10,146	7,925	—	1,524
63-1-104-105	—	5,237	67,728	24,401	—	—	1,904
64-2-82-84	4,166	14,877	44,376	14,792	16,322	3,315	1,530
65-1-30-31	22,058	9,030	27,992	14,125	22,897	1,741	1,741
66-3-16-18	7,161	13,994	32,817	22,669	20,582	1,882	0,655
67-1-25-27	7,712	18,832	44,260	16,318	9,165	1,453	1,956
69-3-15-16	—	12,823	23,635	24,288	33,491	4,777	0,704
70-5-99-100	42,739	8,144	12,427	5,656	29,514	0,763	0,399
71-4-41-42	—	—	42,979	22,631	26,751	5,959	1,458
72-2-104-105	1,982	17,364	32,112	21,408	21,170	4,361	1,110
73-3-18-19	13,611	1,104	25,225	19,392	36,734	2,155	1,577
74-1-69-70	13,186	23,408	22,519	15,889	21,890	1,667	1,259
75-1-78-79	27,444	29,565	14,461	6,106	20,246	1,607	0,321
77-1-0-1	31,920	11,601	32,137	11,241	8,647	3,459	0,576
81-1-26-27	—	51,830	42,415	4,655	—	—	0,517
82-1-25-26	22,204	23,961	20,111	14,504	16,447	0,934	1,645
83-1-86-87	—	30,133	28,898	16,007	23,097	0,806	0,752
85-1-100-101	—	—	80,412	15,300	—	—	3,202

Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	
-	0.048	-	0.069	0.047	0.028	0.028	0.004	0.003	0.005
0.019	0.019	0.030	0.064	0.064	0.034	0.011	0.003	0.005	
0.044	0.045	0.067	0.090	0.045	0.045	0.022	0.005	0.007	
0.064	0.064	0.065	0.092	0.046	0.046	0.022	0.005	0.007	
0.026	0.064	0.095	0.127	0.064	0.064	0.032	0.006	0.010	
0.044	0.044	0.036	0.114	0.040	0.040	0.013	0.004	0.041	
0.027	0.027	0.064	0.093	0.048	0.048	0.023	0.005	0.007	
0.026	0.026	0.042	0.069	0.035	0.035	0.015	0.004	0.005	
0.034	0.034	0.043	0.077	0.038	0.038	0.017	0.004	0.006	
0.033	0.033	0.050	0.080	0.040	0.040	0.018	0.004	0.005	
-	0.033	0.050	0.067	0.033	0.033	0.017	0.003	0.003	
0.038	0.038	0.059	0.082	0.028	0.028	0.018	0.003	0.005	
0.048	0.048	0.072	0.114	0.057	0.057	0.020	0.004	0.006	
0.035	0.035	0.051	0.074	0.038	0.038	0.018	0.004	0.009	
0.030	0.034	0.049	0.072	0.037	0.037	0.017	0.004	0.006	
0.030	0.030	0.046	0.072	0.036	0.036	0.015	0.004	0.006	
0.039	0.039	0.060	0.083	0.042	0.042	0.020	0.004	0.006	
0.048	0.048	0.075	0.104	0.052	0.052	0.025	0.005	0.008	
0.044	0.044	0.066	0.092	0.046	0.046	0.022	0.005	0.007	
0.037	0.037	0.055	0.074	0.037	0.037	0.018	0.004	0.007	
0.038	0.038	0.062	0.091	0.046	0.046	0.021	0.005	0.007	
0.049	0.049	0.074	0.099	0.049	0.049	0.025	0.005	0.007	
0.023	0.023	0.035	0.047	0.023	0.023	0.012	0.002	0.003	
0.022	0.022	0.038	0.058	0.029	0.029	0.013	0.003	0.005	
0.037	0.042	0.060	0.088	0.045	0.045	0.021	0.004	0.007	
0.018	0.018	0.031	0.046	0.023	0.023	0.010	0.002	0.004	
0.030	0.030	0.045	0.071	0.036	0.036	0.015	0.004	0.005	
0.026	0.026	0.039	0.052	0.026	0.026	0.013	0.003	0.004	
0.022	0.022	0.035	0.053	0.039	0.039	0.013	0.004	0.006	
0.028	0.028	0.045	0.068	0.051	0.051	0.017	0.008	0.008	
0.031	0.031	0.046	0.049	0.034	0.034	0.016	0.003	0.005	
0.037	0.037	0.056	0.057	0.038	0.038	0.019	0.004	0.006	
0.018	0.023	0.037	0.139	0.042	0.042	0.014	0.004	0.006	
-	-	-	0.132	0.044	0.044	0.011	0.004	0.007	
0.048	0.048	0.077	0.137	0.057	0.057	0.027	0.006	0.009	
0.156	0.024	0.298	0.151	0.041	-	0.003	0.020	-	
0.022	0.006	0.013	0.058	0.022	0.022	0.003	0.002	0.004	
0.051	0.058	0.072	0.130	0.065	0.065	0.029	0.007	0.010	
0.017	0.022	0.030	0.070	0.039	0.039	0.013	0.004	0.006	
0.060	0.071	0.107	0.202	0.107	0.107	0.048	0.011	0.017	
0.068	0.068	0.102	0.162	0.082	0.082	0.037	0.008	0.012	
0.039	0.039	0.064	0.117	0.058	0.058	0.026	0.006	0.009	
0.020	0.020	0.033	0.070	0.037	0.037	0.012	0.004	0.006	
0.022	0.022	0.039	0.089	0.050	0.050	0.017	0.005	0.008	
0.010	0.010	0.030	0.101	0.040	0.040	0.040	0.004	0.007	
0.040	0.100	0.070	0.065	0.059	0.059	0.011	0.001	0.009	
0.006	0.006	0.019	0.063	0.051	0.051	0.013	0.005	0.008	
0.024	0.032	0.127	0.127	0.071	0.051	0.024	0.007	0.011	
-	-	0.016	0.100	0.037	0.037	0.005	0.004	0.006	
0.007	0.007	0.033	0.056	0.030	0.030	0.011	0.003	0.005	
0.032	0.032	0.048	0.048	0.032	0.032	0.016	0.003	0.005	
0.050	0.050	0.086	0.058	0.065	0.065	0.029	0.007	0.010	
0.072	0.041	0.062	0.166	0.093	0.093	0.014	0.009	0.014	
0.007	0.007	0.037	0.064	0.030	0.030	0.031	0.003	0.005	
0.011	0.011	0.064	0.107	0.043	0.043	0.016	0.004	0.008	
0.036	0.036	0.213	0.338	0.171	0.171	0.078	0.017	0.026	

Таблица 5
Результаты факторного анализа (R-анализа) химических компонентов
(в пересчете на БТККВ) отложений мезозоя и кайнозоя скв. 463

Компонент	Факторные нагрузки после вращения			Компонент	Факторные нагрузки после вращения		
	Фактор I	Фактор II	Фактор III		Фактор I	Фактор I	Фактор-III
CaO		0,18	-0,81	Cu	-0,35	0,40	0,70
Mg	0,37		0,24	Co	-0,56	0,45	0,57
Na ₂ O	-0,58			Pb	-0,95	-0,01	0,12
K ₂ O		-0,29	0,53	Ga	-0,85		0,10
Fe	0,35	-0,05	-0,72	Ge	-0,22	0,44	0,66
Mn			-0,73	Mo	-0,79		0,20
P	-0,82	-0,32	-0,11	Вклад в	35,0247	18,2472	16,2391
Cr	-0,001	0,96		дисперсию, %			
Ni	-0,20	0,92		Суммарная	35,0247	53,2719	69,5110
V	-0,05	0,93		дисперсия, %			

Таблица 6
Стратиграфическое распределение значений факторов
для химических компонентов
(в пересчете на БТККВ) отложений мезозоя и кайнозоя скв. 463

№ обр.	Стратиграфическое подразделение	Факторные значения после вращения		
		Фактор I	Фактор II	Фактор III
1	2	3	4	5
1-1-70-72	Плейстоцен	0,38	-3,31	0,25
3-2-48-50	Нижний плиоцен	-1,11	0,18	1,07
4-3-20-22	Верхний миоцен	-0,02	-0,38	-0,87
5-1-63-65	Верхний олигоцен	-0,62	0,64	-0,78
6-3-59-61	То же	-0,28	0,54	-0,49
7-1-61-63	Нижний-средний эоцен	-1,24	1,02	-0,63
8-2-54-56	Нижний маастрихт	-0,38	0,67	-1,06
8-3-34-36	То же	-0,38	0,55	-0,33
9-1-30-32	"	0,22	0,0004	-0,34
10-1-78-80	"	-0,10	0,17	-0,56
11-1-72-74	"	-0,34	0,34	-0,56
12-1-30-32	"	0,27	0,22	-0,85
13-1-72-74	"	-0,08	-2,84	-0,49
14-1-84-86	"	-0,16	0,37	-0,31
15-2-70-72	"	-0,39	0,56	1,12
16-2-80-82	"	-0,20	0,39	-0,65
17-1-86-88	"	-0,19	0,32	-0,66
19-1-70-72	"	0,34	0,38	-0,69
20-1-70-72	"	-0,35	0,47	-0,55
21-1-70-72	"	-0,70	0,80	-0,50
22-2-121-123	Верхний кампан	-0,52	0,65	-0,49
24-1-93-95	То же	0,53	0,42	-0,07
25-1-23-25	"	0,55	0,51	-0,47
26-1-118-120	Верхний турон-коньяк	-0,37	0,44	0,07
27-1-118-120	То же	1,02	-0,18	-1,12
30-1-100-102	"	0,43	-0,12	-0,85
33-1-61-63	Средний турон	-0,49	0,41	-0,53
34-1-32-34	То же	0,93	-0,42	-1,10
38-1-40-41	Нижний турон	0,21	0,23	-0,78
43-1-50-51	Средний-верхний сеноман	0,90	0,15	-1,09
48-1-64-66	Верхний альб	0,14	-0,08	-0,66

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5
50-1-64-65	Верхний альб	-0,62	-0,06	-0,16
55-1-4-5	Средний альб	0,80	-0,34	0,52
56-1-35-36	Верхний апт-нижний альб	0,18	0,27	-0,71
57-1-22-23	То же	0,15	-0,19	0,22
58-2-97-98	"	-0,02	-3,27	2,44
59-1-65-67	"	0,03	0,45	1,96
60-1-75-78	"	5,59	2,33	2,65
60-4-81-82	"	1,71	-1,14	0,36
61-1-27-28	"	-0,48	0,27	1,97
62-1-16-16	"	0,56	-0,49	0,76
63-1-104-105	"	-1,35	0,70	2,48
64-2-82-84	"	-1,09	1,00	0,24
65-1-30-31	"	-0,59	0,46	-0,14
66-3-16-18	Нижний апт	0,25	-0,38	-0,14
67-1-25-27	То же	-0,49	-0,22	-0,04
69-3-15-16	"	-0,11	-0,82	0,49
70-5-99-100	"	1,28	0,84	-1,17
71-4-41-42	"	-0,58	-1,27	0,23
72-2-104-105	"	-0,69	0,40	0,33
73-3-18-19	"	0,14	-2,18	0,13
74-1-69-70	"	0,41	-1,03	-0,50
75-1-78-79	"	0,83	0,35	-1,06
77-1-0-1	"	-0,48	0,79	-0,41
81-1-26-27	Верхний баррем	-0,48	0,96	1,86
82-1-25-26	То же	0,39	-0,98	-0,47
83-1-86-87	"	0,14	-0,52	0,61
85-1-100-101	"	-2,35	0,99	2,55

турона-коньяка и верхнего кампана, а также границе маастрихта и нижнего эоцена (см. рис. 3). В последнем случае уместно допустить обогащение фосфатными соединениями переохлаждаемых остаточных продуктов растворения карбонатных осадков.

Ассоциация IIA(+): Cr(0,96), Ni(0,92), V(0,93), Cu(0,40), Co(0,45), Ge(0,44). Минеральная природа данной группировки тяжелых металлов остается недостаточно ясной. Однако наиболее яркие ее проявления наблюдаются преимущественно на тех же уровнях, где и рассмотренные выше ассоциации IA(+) и IB(-), представленные продуктами изменения основного вулканокластического материала (см. рис. 3).

Ассоциация IIB(-): K₂O(-0,29), P(-0,32). Распространение ассоциации локализовано интервалами, в которых наблюдается отчетливое развитие калийсодержащих глинистых минералов: К-сметитов, смешаннослойных фаз иллит-монтмориллонит, собственно иллита, сформировавшихся по основному и среднему вулканокластическому материалу. Можно считать, что рассматриваемая группировка компонентов представлена соединениями фосфора, сорбированными калийсодержащими глинистыми минералами. В разрезе четко обособляется интервал выраженного развития этой ассоциации: верхний баррем-нижний альб; отмечаются также ее отдельные проявления в маастрихте и плейстоцене (см. рис. 3).

Ассоциация IIIA(+): MgO(0,24), K₂O(0,53), Cu(0,70), Co(0,57), Ge(0,66). Набор компонентов с очевидностью указывает на то, что ассоциация представлена специфической разновидностью калийсодержащих глинистых минералов, развитых по основной и средней вулканокластике. В разрезе выделяются два четких максимума факторных значений этой ассоциации, соответствующие оливково-серым известнякам нижнего баррема и особенно пестроцветным известнякам верхнего апта-нижнего альба.

Ассоциация IIIB(-): CaO(-0,81), Fe(-0,72), Mn(-0,73). Минеральная природа этой ассоциации не поддается достоверной интерпретации. Обращает на себя внимание сравнительно монотонное ее развитие в осадках от верхнего альба до верхнего миоцена, в меньшей мере — в породах верхнего баррема, нижнего апта. Отсутствие этой группи-

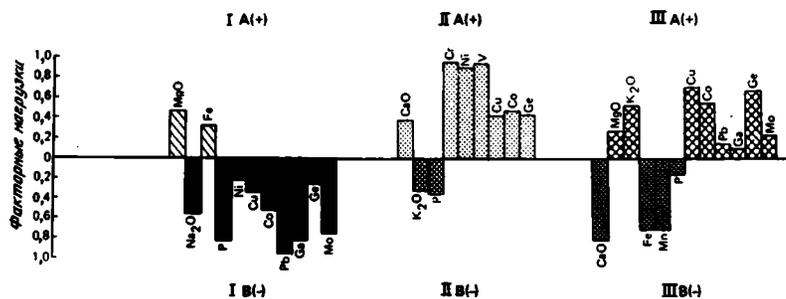
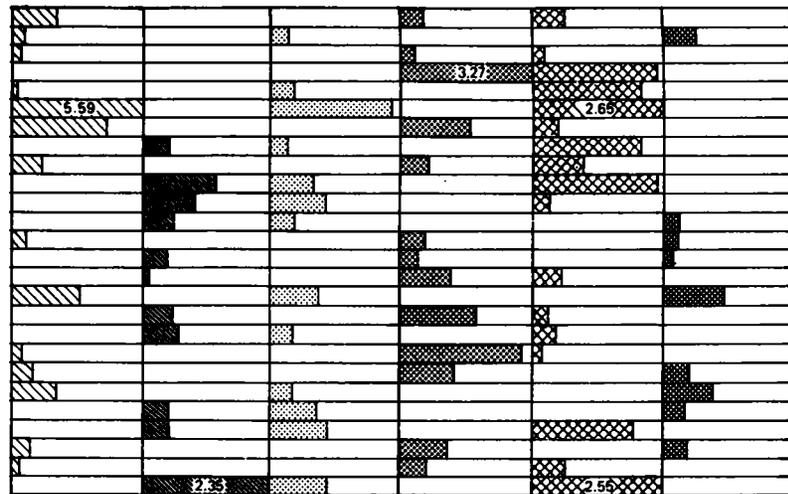
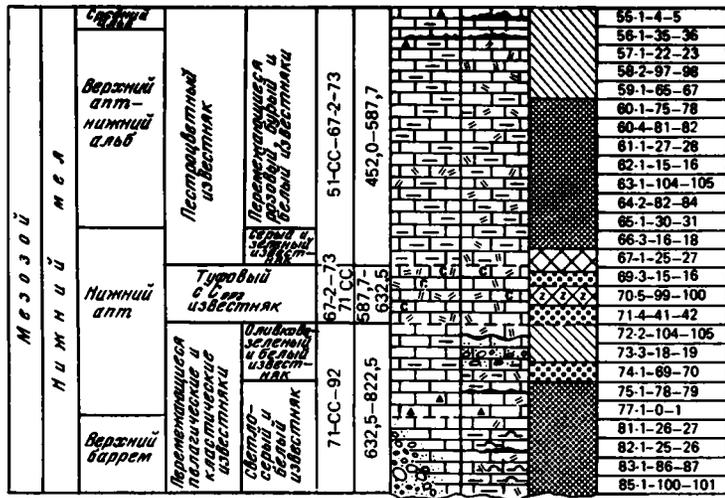


Рис. 3. Стратиграфическое распределение факторных значений главных парagenетических ассоциаций химических компонентов в пересчете на БТККВ в разрезе постюрских отложений скв. 463
Условные обозначения см. на рис. 2

ровки в красноцветных отложениях, содержащих свободные гидроокислы Fe и Mn, позволяет исключить возможность ее гидроокисного состава и допустить наличие некоторой Fe, Mn, Ca-сметитовой фазы, развитой по основной вулканокластике, силикатной примеси в карбонатных отложениях.

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ И СКОРОСТИ АККУМУЛЯЦИИ КОМПОНЕНТОВ (ТАБЛ. 7; РИС. 4—6)

Распределение средних содержаний. В предыдущем разделе было рассмотрено распределение в разрезе содержаний компонентов для конкретных образцов и их формы нахождения. Для выявления общих тенденций геохимической истории седиментации рассчитывались средние содержания для основных геохронологических подразделений. Если некоторый стратиграфический интервал слагается разнородными осадками (например, нижний апт), то среднее содержание вычислялось для каждого главного литологического типа.

В результате рассмотрения особенностей распределения средних содержаний компонентов (см. табл. 7; рис. 4,5) с учетом особенностей распределения их конкретных значений в исследуемом разрезе можно выделить три главных геохимических этапа: 1) раннемеловой (поздний баррем—поздний альб); 2) позднемеловой (поздний альб—маастрихт); 3) кайнозойский (ранний эоцен—плейстоцен).

Раннемеловой этап характеризуется накоплением осадков с относительно невысокими содержаниями CaCO_3 (как правило, не более 82%) и сравнительно повышенными количествами SiO_2 , Al_2O_3 , Fe, Mn и связанных с ними тяжелых металлов. Отметим, что интервалы высоких концентраций SiO_2 , Al_2O_3 , Fe и Mn наблюдаются в карбонатных отложениях, обогащенных основным вулканокластическим материалом и гидроокислами Fe и Mn: нижнеаптских туфогенных известняках, богатых сапропелевым органическим веществом, и верхнеаптских—нижнеальбских пестроцветных известняках. При рассмотрении данных, пересчитанных на БТККВ (см. рис. 5), ярко проявляется ферромагнетизальный состав компонентов и продуктов их иллитизации (обогащение K_2O). Обращает на себя внимание выраженное эпигенетическое преобразование верхнеаптских—среднеальбских пестроцветных известняков: перекристаллизация CaCO_3 , наличие новообразованных (за счет изменения окисного вулканокластического материала) карбонатных молекул: MnCO_3 — FeCO_3 — MgCO_3 , нередко отчетливо диагностируемых под микроскопом, на дифрактограммах и устанавливаемых при нормативных пересчетах химических анализов (см. рис. 4).

Позднемеловой этап характеризуется осадками, представленными почти чистым писчим мелом (фораминиферо-нанномикритовым и наннофораминиферовым), с содержанием CaCO_3 обычно не менее 85% при относительно низких количествах Al_2O_3 , Fe и Mn (см. рис. 4). О заметных количествах измененной в смектит-иллит вулканокластики и гидроокислах железа можно судить по содержаниям, пересчитанным на БТККВ (см. рис. 5), и приведенным в других разделах данным о распределении минеральных фаз.

Кайнозойский этап зафиксирован в осадках, сложенных главным образом фораминиферо-нанномикритовыми илами с содержанием CaCO_3 обычно около 90%. Примечательно, что в отложениях, залегающих непосредственно выше крупных седиментационных перерывов (нижний эоцен, верхний олигоцен, верхний миоцен), наблюдаются сравнительно повышенные содержания Mn и P (см. рис. 4, 5), что отвечает наличию остаточных (после растворения) гидроокислов Mn и фосфатных реликтов.

Распределение средних скоростей аккумуляции компонентов. Для расчета средних скоростей аккумуляции компонентов в течение главных геохронологических интервалов были использованы материалы по стратиграфическому расчленению разреза [Initial Reports..., 1981], принятые участниками рейса хроностратиграфические и магнитостратиграфические шкалы [Berggren, 1973; Eysinga, 1975; Hinte, 1976; Initial Reports..., 1981; Larson, Hilde, 1975; Phanerozoic time scale, 1964]. Весьма ориентировочный, приближенный характер этих данных очевиден, однако их использование в сочетании со всей доступной геологической, литологической информацией позволяет осветить ряд аспектов геохимической истории седиментации.

Для расчета величин скоростей аккумуляции в весовых единицах

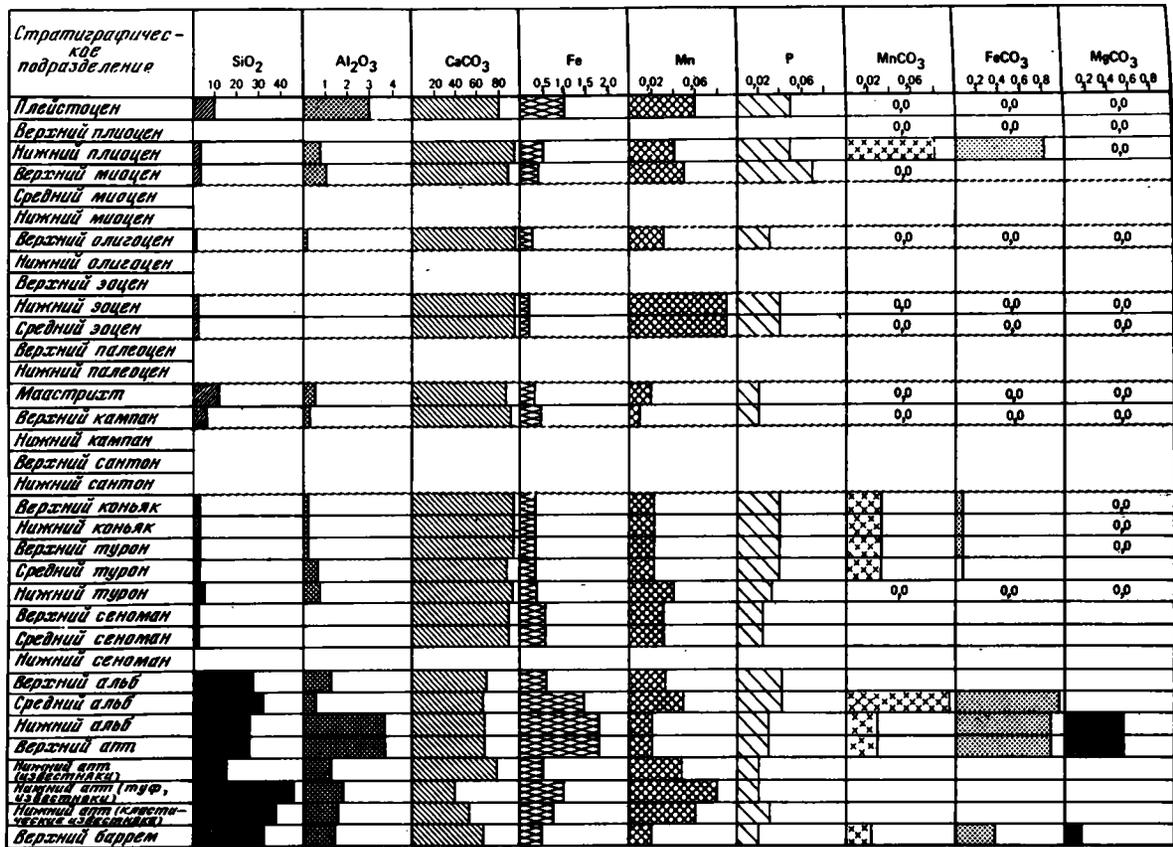


Рис. 4. Распределение средних содержаний (вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску) SiO₂, Al₂O₃, Fe, Mn, P и нормативных молекул MnCO₃, FeCO₃ и MgCO₃ в разрезе постюрских отложений скв. 463

Таблица 7

Средние содержания и средние скорости аккумуляции химических компонентов для главных геохронологических подразделений разреза постюрских отложений скв. 463

Литологическое подразделение	Литология	Керны	Интервал глубин (от поверхности до дна), м	Мощность, м	Стратиграфическое подразделение	Керны
					Плейстоцен	1-1-1-3
					Верхний Плиоцен	1-4-2-5
					Нижний	2-6-3-2-110
IA	Наннофоссилиевые илы	1-7-2-30	0,0-46,8	46,8	Верхний миоцен	3-2-110-4-CC
					Верхний олигоцен	5-1-0-6-6-20
					Нижний-средний эоцен	6-6-20-7-2-30
IB	Фораминиферово-наннофоссилиевый писчий мел и наннофоссилиевый фораминиферовый писчий мел	7-2-30-51-CC	46,8-452,0	405,2	Нижний мавстрихт	7-2-30-21-5-40
					Верхний кампан	21-5-40-26-1-30
					Верхний турон-коньяк	26-1-30-30-CC
					Турон	
					Верхний	31-1-32-CC
					Средний	32-CC-34-3-50
					Нижний	34-3-50-39-CC
					Средний-верхний Сеноман	40-1-43-CC
					Нижний	44-1-48-1-40
					Верхний	48-1-40-51-CC
II	Пестроцветные известняки	52-67	452,0-587,7	135,7	Альб	52-00-52-1
					Средний	53-1-55-1-20
					Верхний апт-нижний альб	55-1-20-57-CC
						57-CC-59-CC
						60-1-65-1
					Нижний апт	65-2-66-CC
						67-00-71
III	Туфогенные и углеродсодержащие известняки	67-71	587,7-632,5	44,8		
IV	Переменяющиеся тонкие пелагические и классические известняки	72-92	632,5-822,5	190,0	Верхний баррем	72-78-1 78-1-92-1

Примечание: 1 — среднее содержание (вес. %); 2 — средняя скорость аккумуляции ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$).

¹ Определения природно-влажных образцов [Initial Reports..., 1981].

² По данным Дж. Харденбола и В. Бергрена (1978 г.) [Initial Reports..., 1981] и Дж. ван Хинта [Hinte, 1976].

³ В весовых единицах — в пересчете на воздушно-сухой материал (с учетом природной влажности) [Initial Reports..., 1981].

($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) использовались бортовые определения общей природной (влажной) плотности (объемного веса) и собственно влажности осадка, а также средние значения содержания компонентов (в пересчете на воздушно-сухую навеску) для определенного геохронологического интервала (см. табл. 7).

Средние линейные скорости седиментации (см. табл. 7; рис. 6)

Интервал глубин, м	Мощность, м	Физические параметры*		Геохроноло- гическая про- должитель- ность, млн. лет**2	Скорость седиментации**3	
		плотность, г/см ³	влажность, %		м · 10 ⁻⁶ · год ⁻¹	мг · см ⁻² · 10 ⁻³ · год ⁻¹
0—4,5	4,5	1,61	37,52	1,8	2,5	310
4,5—13,0	8,5	1,61	37,52	1,0	8,5	1050
13,0—17,6	4,6	1,61	37,52	2,0	2,3	280
17,6—34,0	16,4	1,61	37,52	5,3	3,1	380
34,0—43,2	9,2	1,61	34,85	8,0	1,2	150
43,6—46,8	3,6	1,61	32,87	4,5	0,8	100
46,8—182,9	136,1	1,78 (кern <17) 1,86	32,10	5,0	27,2	4185
182,9—214,8	31,9	1,86 (кern 17)	28,25	4,0	4,64	750
214,8—262,0	47,2	1,86	27,80	4,0	6,4	980
262,0—281,0	19,0	1,89	24,95	2,0	9,5	1560
281,0—294,0	13,0	1,89	29,37	2,0	6,5	1040
294,0—347,5	53,5	1,89	28,17	2,0	26,7	4310
347,5—385,5	38,0	1,93	28,17 (?)	3,0	12,7	2090
385,5—423,9	38,4	1,93	28,17 (?)	2,5	15,4	2540
423,9—452,0	28,1	1,93	23,85			
452,0—461,5	9,5	2,15	23,85 (?)	4,0	9,5	1820
461,5—480,7	19,2	2,15	16,98	2,0	9,6	1900
480,7—487,7	7,0	2,15	12,80			
487,7—528,0	40,3	2,15	8,18	6,0	14,5	3260
528,0—567,5	39,5	2,36	10,17			
567,5—587,7	20,2	2,36	11,29			
587,7—632,5	44,8	2,18	13,81	3,0	43,8	9590
632,5—699,0	66,5	2,35	13,00			
699,0—822,5	123,5	2,35	7,33	3,0	41,17	9370

анализировались с учетом литологических особенностей и фациальной природы осадков, а также того факта, что разрез скв. 463 складывается в целом карбонатными отложениями, накопление которых происходило выше уровня карбонатной компенсации. Выделяются три группы величин скоростей ($\text{мм} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$): максимальные (> 40), средний (10—40) и низкие (< 10).

Таблица 7 (окончание)

Стратиграфическое подразделение	Керны	Интервал глубин, м	SiO ₂		Al ₂ O ₃		
			1	2	1	2	
Плейстоцен	1-1-1-3	0-4,5	9,19	28,5	2,93	9,1	
	Верхний 1-4-2-5	4,5-13,0	-	-	-	-	
Плиоцен	Нижний 2-6-3-1-110	13,0-17,6	2,16	6,0	0,70	2,0	
	Верхний миоцен 3-2-110-4-CC	17,6-34,0	2,46	9,3	1,02	3,9	
Верхний олигоцен	5-1-0-6-6-20	34,0-43,2	0,30	0,5	0,09	0,1	
Нижний-средний эоцен	6-6-20-7-2-30	43,2-46,8	0,32	0,3	Нет	-	
Нижний маастрихт	7-2-30-21-5	46,8-182,9	10,95	458,0	0,40	16,7	
	-40						
Верхний кампан	21-5-40-26-1	182,9-214,8	4,15	31,1	0,12	0,9	
Верхний турон-коньяк	-30						
Турон	26-1-30-30-CC	214,8-262,0	0,18	1,8	Нет	-	
	Верхний 31-1-32-CC	262,0-281,0	-	-	-	-	
	Средний 32-CC-34-3-50	281,0-294,0	6,50	67,6	0,42	4,4	
	Нижний 34-3-50-39-CC	294,0-347,5	3,02	130,2	0,43	18,5	
Средний-верхний	40-1-43-CC	347,5-385,5	0,28	5,8	Нет	0	
Сеноман	Нижний 44-1-48-1-40	385,5-423,9	-	-	-	-	
	Верхний 48-1-40-51-CC	423,9-452,0	-	-	-	-	
Альб	52-00-52-1	452,0-461,5	24,73	450,1	1,03	18,7	
	Средний 53-1-55-1-20	461,5-480,7	27,96	531,2	0,27	5,1	
Верхний апт-нижний альб	55-1-20-57-CC	480,7-487,7					
	57-CC-59-CC	487,7-528,0					
	60-1-66-1	528,0-567,5	18,31	596,9	2,39	77,9	
Нижний апт	66-2-66-CC	567,5-587,7	18,10	1735,8	1,06	100,7	
	67-00-71	587,7-632,5	42,47	4072,9	1,56	149,6	
	72-78-1	632,5-699,0	33,37	3200,2	1,34	128,5	
	78-1-92-1	699,0-822,5	28,06	2829,2	1,23	115,2	

Максимальные скорости седиментации наблюдаются в геохронологическом интервале поздний баррем — ранний апт. Важно отметить, что отложения, отвечающие этому интервалу, представлены известняками, существенно обогащенными вулканокластическим материалом, обломочными продуктами разрушения сравнительно мелководных рифогенных, биогермных образований. Накопление этих осадков происходило в относительно неглубоком бассейне, для которого во второй половине раннего апта отмечаются явления стагнации — аккумуляция туфогенных карбонатных осадков, обогащенных сапропелевым материалом, растительным детритом, и серцеватых известковых отложений. Определенные для этих отложений минимальные скорости седиментации от $41,2$ до $44,0$ мм · год⁻¹ известны для ряда районов современных бассейнов Тихого океана, в которых имеются рифовые, вулканические постройки и поверхность дна характеризуется относительно расчлененным рельефом [Безруков, Романкевич, 1970; Лисицын, 1974, 1978].

Низкие скорости седиментации в целом отмечаются для кайнозойских отложений и для осадков позднего кампана, среднего турона-коньяка, среднего-позднего сеномана, среднего-позднего альба. Учитывая относительно высокое положение уровня карбонатной компенсации и существенную эрозионную роль придонных течений в это время, в частности в раннем эоцене и раннем олигоцене, а также накопление осадков ниже уровня лизоклина, можно тем не менее считать, что в кайнозое (достоверно — с позднего миоцена) накопление осадков проходило в северной олиготрофной зоне Тихого океана, характери-

CaCO ₃		Fe		Mn		P		C _{орг}	
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
80,06	248,2	1,04	3,2	0,06	0,2	0,05	0,0016 · 10 ²	Нет	0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
93,64	262,2	0,48	1,3	0,04	0,1	0,05	0,0014 · 10 ²	Нет	0
89,62	340,6	0,39	1,5	0,05	0,19	0,07	0,0027 · 10 ²	"	0
96,44	144,7	0,22	0,3	0,03	0,05	0,03	0,0005 · 10 ²	"	0
97,24	97,2	0,12	0,1	0,09	0,09	0,04	0,0004 · 10 ²	"	0
84,62	3541,3	0,31	42,47	0,02	0,8	0,02	0,008 · 10 ²	"	0
89,65	672,4	0,38	2,9	0,01	0,08	0,03	0,0023 · 10 ²	"	0
91,02	892,0	0,41	4,0	0,03	0,29	0,03	0,0029 · 10 ²	0,10	0,98
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
87,40	909,0	0,65	6,8	0,03	0,31	0,02	0,0021 · 10 ²	Нет	0
93,14	4014,0	0,38	16,3	0,04	1,72	0,03	0,0129 · 10 ²	"	0
91,73	1917,0	0,53	11,1	0,03	0,63	0,02	0,0042 · 10 ²	"	0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
69,71	1268,0	0,50	9,1	0,03	0,55	0,04	0,0073 · 10 ²	Нет	0
64,82	1231,6	1,48	28,1	0,05	0,95	0,04	0,008 · 10 ²	"	0
69,51	2266,0	1,09	35,5	0,02	0,65	0,03	0,010 · 10 ²	"	0
74,23	7119,0	0,68	65,2	0,05	4,8	0,02	0,010 · 10 ²	"	0
39,60	37,97,0	1,01	96,8	0,08	7,7	0,02	0,019 · 10 ²	0,53 (1,35)	50,8 (129,5)
49,00	4699,0	0,68	65,2	0,06	5,8	0,03	0,029 · 10 ²	Нет	0
66,49	6230,1	0,55	51,5	0,02	1,9	0,02	0,019 · 10 ²	"	0

зующейся относительно невысокой биологической продуктивностью, при глубинах лизоклина и карбонатной компенсации, близких к современным.

Средние, промежуточные значения скоростей седиментации характерны для интервала от позднего апта до раннего альба и от раннего сеномана до раннего турона. Можно полагать, что развитие рассматриваемого региона в этот период имело переходный характер и выразилось в общем процессе опускания океанского ложа, возрастания глубководности бассейна.

Скорость накопления компонентов (см. табл. 7; рис. 6) рассматриваемая с CaCO₃, который является главным составляющим осадков. Его распределение в целом пропорционально средним скоростям седиментации. Однако для интерпретации темпов аккумуляции CaCO₃ важно учитывать фациально-генетическую природу осадка. В отложениях раннего баррема—раннего апта высокие скорости (6230—7119 мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹) накопления CaCO₃ обусловлены не столько биологической продуктивностью бассейна, сколько явлениями переотложения (подводного оползания, обрушения и т.п.) относительно мелководных карбонатных осадков, кластических продуктов разрушения рифогенных, биогермных образований. Осадки раннего маастрихта в отличие от нижнемеловых отложений представляют собой преимущественно известковые накопления скелетов фораминифер и наннопланктона, осаждавшихся в экваториальной зоне высокой биологической продуктивности выше уровня карбонатной компенсации того времени [Andel, Moore, 1974; Andel et al., 1975, 1976].

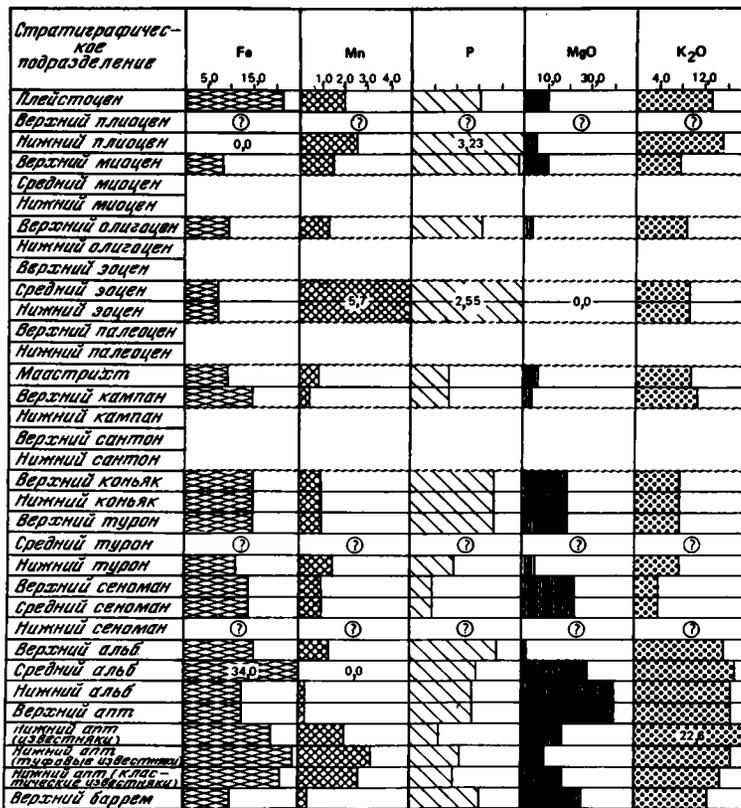


Рис. 5. Распределение средних содержаний (вес.% в пересчете на БТККВ) Fe, Mn, P, MgO и K₂O в разрезе постюрских отложений скв. 463

Для SiO₂, Al₂O₃, Fe и Mn характерно накопление максимальных количеств в течение позднего баррема—раннего апта, что связано с выраженным проявлением вулканических процессов. Компоненты поступали в осадок главным образом в форме мафического алюмосиликатного вулканокластического материала и в меньшей мере — в виде гидротермальных эксгалляций.

Роль индикаторного компонента для оценки интенсивности снабжения из эксгалляционных источников может принадлежать Mn. Скорость накопления Mn в современных пелагических осадках океана составляет от 0,2–3,2 до 4,0 мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹ [Bender et al., 1970; Riley, Chester, 1971]. В осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия скорость накопления Mn достигает 24–35 мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹ [Boström, 1973; Bender et al., 1971; Lyle, 1976]. В течение раннемелового этапа (ранний баррем — ранний апт) темпы аккумуляции Mn превышали 1,9 мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹. Интервалы наиболее высоких скоростей отмечаются в туфогенных известняковых осадках нижнего апта, обогащенных органическим детритом: 8,1 мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹. Для этих же геохронологических интервалов наблюдаются весьма высокие скорости аккумуляции Fe — 65,2–96,8 мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹. Для осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия [Boström, 1973; Bender et al., 1971] этот показатель составляет 63–110.

Формы компонентов были рассмотрены в предыдущем разделе. Помимо гидроокислов и силикатных форм нахождения тяжелых металлов, определенная роль принадлежит органическому веществу, концентрирующему из морской воды металлы гидротермального происхождения.

Оценивая величины скоростей аккумуляции, необходимо учитывать значительную разбавляющую роль карбонатных компонентов (см. рис. 5, распределение концентраций Fe, Mn в пересчете на БТККВ). Вместе с тем рассчитанные средние скорости аккумуляции

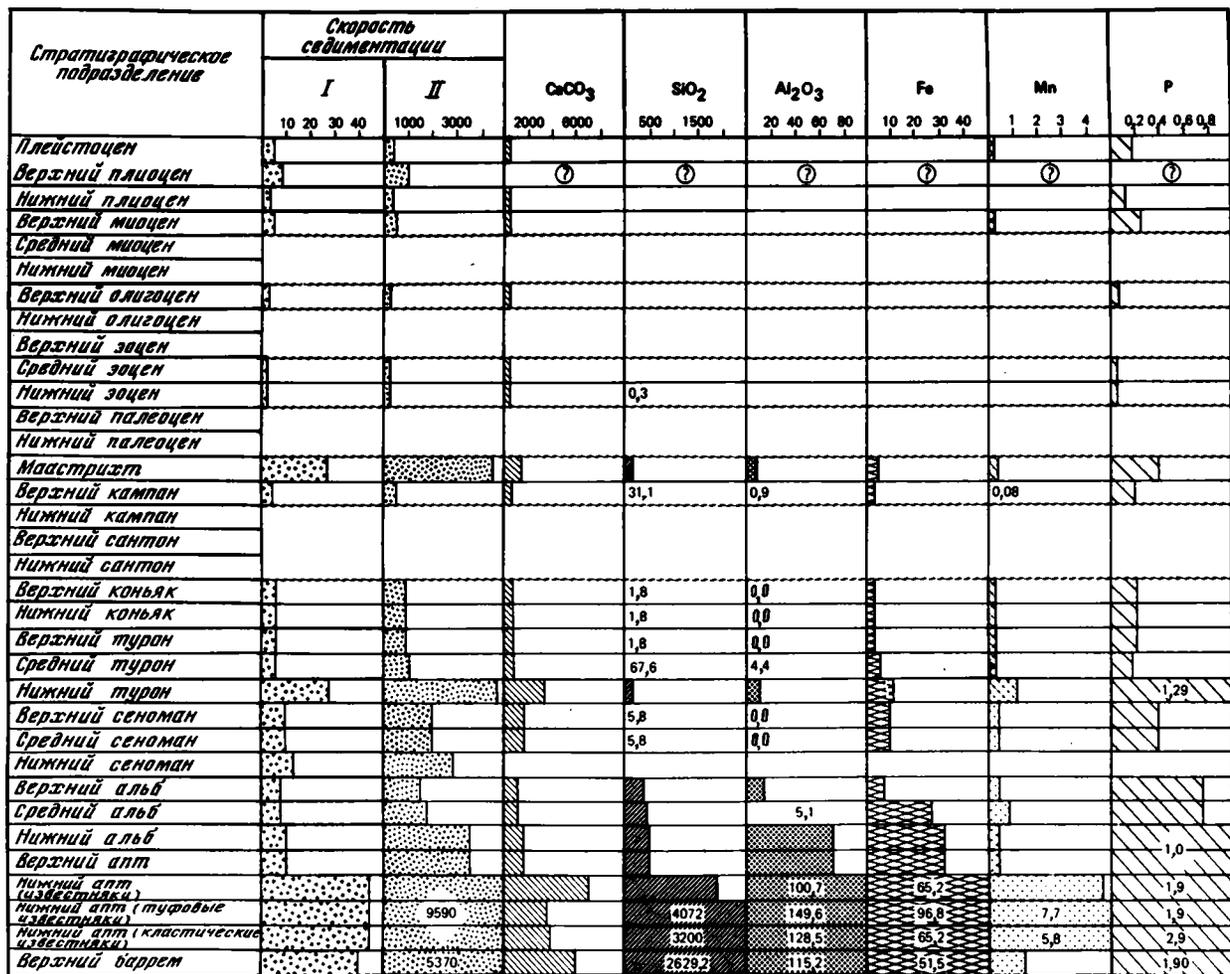


Рис. 6. Распределение средних скоростей седиментации (I — мм·см⁻²·10⁻³·год⁻¹; II — мг·см⁻²·10⁻³·год⁻¹) и аккумуляции компонентов (мг·см⁻²·10⁻³·год⁻¹) CaCO₃, SiO₂, Al₂O₃, Fe, Mn и P в разрезе постюрских отложений скв. 463

муляции компонентов для рассматриваемых осадков можно обсуждать и в аспекте абсолютных масс, характеризующих в целом высокие темпы седиментации в начальные этапы развития протоокеанского рифтогенного бассейна. Иной характер носят сравнительно большие скорости аккумуляции рассматриваемых компонентов в раннем маастрихте. При относительно низких концентрациях SiO_2 , Al_2O_3 , Fe, Mn и других компонентов они обусловлены весьма высокими темпами седиментации фораминиферо-нанофоссилийных илов в экваториальной зоне высокой биологической продуктивности (см. рис. 4–6).

Двойственную природу имеют высокие скорости аккумуляции фосфора: в позднем барреме — среднем альбе они связаны с проявлениями вулканической активности (см. формы фосфатов на рис. 3); в позднем мелу, особенно в раннем маастрихте, весьма большие скорости накопления фосфора являются следствием нахождения данного района в экваториальной зоне высокой биологической продуктивности.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

“Геохимия есть история атомов в нашем планетном теле”, — неоднократно подчеркивал В.И.Вернадский [1960, с. 272], ссылаясь на идеи М.Фарадея и Х.Шёнбейна, сформулированные ими в 30–40-х годах прошлого века. Это положение особенно существенно для познания геохимической эволюции седиментации Мирового океана в мезозое и кайнозое. В многочисленных работах по эволюции океанской седиментации в мезозое и кайнозое (см. обобщающие сводки [Andel, Moore, 1974; Andel et al., 1975, 1976; Berggren, Hollister, 1977; и др.]) основное внимание обращено на распределение карбонатных и кремнистых компонентов осадка и факторов, контролирующих их аккумуляцию: изменение глубины карбонатной компенсации, лизоклина, величин градиентов растворения, относительного положения зон биологической продуктивности, конфигурации палеотечений, тектонических движений структур океанского ложа и др. Эти работы позволили вскрыть основные черты эволюции осадкообразования. Однако в сочетании с главными компонентами особенности распределения тяжелых металлов и рассеянных элементов, форм их нахождения в осадках можно интерпретировать как информацию, в которой зарегистрированы важнейшие события геохимической истории седиментации.

Анализ изученного материала позволяет подразделить геохимическую историю седиментации в западной части подводных гор Маркус-Неккер на три главных этапа, в пределах которых выделяются фазы и интервалы.

Раннемеловой этап: поздний баррем—средний альб (104–118 млн. лет). Он характеризуется накоплением относительно неглубоководных карбонатных отложений, существенно обогащенных Mn, Fe, SiO_2 , Al_2O_3 и ассоциирующими с ними тяжелыми металлами, поступавшими в форме основной вулканокластике и гидротермальных эксгальций (см. табл. 1–7, рис. 2–6). В течение раннемелового этапа, характеризовавшегося прогрессивным погружением океанического ложа и углублением бассейна, выделяется ряд фаз и интервалов, отличавшихся выраженной геохимической спецификой.

Фаза: поздний баррем—ранний апт. Интервал: поздний баррем, в течение которого накапливались отложения, представленные перемежающимися кластическими известняками, имеющими нередко турбидитную природу, и тонкозернистыми карбонатными осадками. Количество и размер карбонатных обломков сокращаются в направлении к кровле отложений интервала. Важно подчеркнуть, что известняковые обломки представлены мелкозернистыми известняками, фрагментами оолитов, крупных раковин пелиципод, кораллов, строматолитов, водорослей, частицами базальта, редко кварца. Основная масса обломочных и тонкозернистых известняков представлена глубоко перекристаллизованным нанномикритом, содержащим переменные количества остатков радиолярий (до 50%), частиц основного стекла (до 20%), глинистых продуктов (иллит-сметтит) изменения вулканокластике. Наличие в обломочных осадках основания разреза переотложенных верхнеюрских радиолярий [Initial reports..., 1981] позволяет приблизительно оценить нижний возраст разрушавшихся осадочных пород. Обращает на себя внимание высокая скорость аккумуляции этих осадков: $41,16 \text{ мм} \cdot 10^{-3} \times \text{Год}^{-1}$ или $9370 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$ (см. табл. 7, рис. 6). Подобные величины известны для начальных стадий развития протоокеанских бассейнов [Tiercelin, Faure, 1978].

Накопление этих осадков происходило в обстановке относительно мелководного бассейна с разрушающимися коралловыми рифовыми, биогермными, островными постройками, заметной эксплозивно-гидротермальной вулканической деятельности. Эти особенности формирования осадков четко отражены в главных чертах их химического состава (см. рис. 2—5). Наиболее показательны данные химического анализа в пересчете на БТККВ (см. рис. 3, 5), свидетельствующие, что наибольшая часть тяжелых металлов в исследуемых осадках присутствует в форме основной вулканокластике и иллит-сметитовых продуктов их изменения (см. рис. 3, ассоциации IB (-) и IIIA (+)): Данные о формах нахождения Al_2O_3 и P, а также тяжелых металлов позволяют считать, что высокие скорости аккумуляции этих компонентов связаны с их массивным поступлением в протоокеанский бассейн главным образом в виде основного вулканокластического материала.

Интервал: ранний апт (ранняя часть), в течение которого накапливались осадки, во многом близкие к позднебарремским: перемежающиеся обломочные и тонкозернистые карбонатные разности. В целом для рассматриваемого интервала наблюдается прогрессивное возрастание тонкозернистых известковых отложений к кровле разреза. Основная масса осадков сложена фораминиферо-нанномикритовым материалом с заметным количеством радиолярий (до 30%), остатков кремневых спикул губок, частиц основного стекла, зеленовато-оливкового (до бурого) гиалопелита (до 20%).

По геохимическим характеристикам эти осадки в целом близки к позднебарремским. Однако некоторое возрастание степени глубоководности отложений, относительное увеличение количеств основного вулканокластического материала нашло в них свое отражение: наблюдаются относительно возросшие концентрации Mn, Fe, тяжелых металлов (см. рис. 4, 5), соответствующее увеличение скоростей аккумуляции этих компонентов (см. рис. 6). Например, средние скорости аккумуляции Mn и Fe, составляющие соответственно $5,8$ и $65,2 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$, позволяют допускать привнос определенной части тяжелых металлов из гидротермальных источников [Boström, 1973; Bender et al., 1971].

Фаза: ранний апт (средняя часть). В течение этого времени накапливались карбонатные осадки, обогащенные туфогенным материалом основного состава и органическим сапропелевидным веществом, образующим скопления в отдельных прослоях (S_{org} до 5%). Наличие заметных количеств вулканокластического материала и органического вещества обусловили в целом сероцветную окраску осадков. Основная масса (60—70%) таких осадков представлена биокластическим микритом (в глубоко перекристаллизованных породах — средне-крупнозернистым кальцитом) с существенной примесью тонкого гиалопелитового материала, преобразованного в смектит-иллитовые компоненты (до 50%) и целолиты, рассеянного углефицированного органического вещества, содержащего обрывки растительных тканей (до 2—5%). Глубокая постседиментационная перекристаллизация карбонатного микрита сопровождается частичным растворением вулканического материала и формированием розетковидных выделений сидерита—анкерита—ферромагнетита. В основной массе наблюдаются рассеянные выделения пирита. В целом характерной особенностью карбонатных осадков этого времени является относительно возросшее (до 30—40%) по сравнению с более ранними отложениями количество базальтоидной вулканокластике, в том числе осколков зеленовато-бурового стекла, и обогащенность сапропелевидным материалом.

Рассматриваемые отложения отличаются относительно высокими концентрациями Mn, Fe и ассоциирующих тяжелых металлов (см. рис. 4, 5). Данные факторного анализа, подтверждаемые минералогическими методами, позволяют считать, что эти металлы присутствуют совместно с органическим веществом в смектит-иллитовых продуктах изменения базальтоидной вулканокластике и в форме металлоорганических соединений (см. рис. 2, ассоциации IA (+) и IIIB (-)), а также в виде собственно смектит-иллитовых фаз (ассоциация IIA (+), см. рис. 2).

Обращает на себя внимание, что в течение этого времени скорости аккумуляции SiO_2 , Al_2O_3 , Fe, Mn и ассоциирующих тяжелых металлов характеризовались максимальными для мезозоя и кайнозоя значениями (см. табл. 7, рис. 6). Это особенно примечательно для Fe и Mn (соответственно $96,8$ и $7,7 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$), скорости аккумуляции которых позволяют допускать по крайней мере частичный привнос гидротермального материала в бассейн седиментации. Скорости аккумуляции Fe и Mn для

осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия соответственно составляют 63—110 и 24—35 мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹ [Bostrom, 1973; Bender et al., 1971], тогда как для осадков открытого океана они не превышают соответственно 2,4—9,0 и 0,4—4,0 [Mac Arthur, Elderfield, 1977]. Однако, интерпретируя величины скоростей аккумуляции компонентов, важно иметь в виду, что в течение раннего апта для района западной части гор Маркус-Неккер в целом характерны самые высокие в мезозое и кайнозое скорости седиментации: 9590 мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹ (см. рис. 6, табл. 7).

Имеющаяся информация по геохимии, минералогии и литологии этих осадков позволяет считать, что их аккумуляция происходила в некотором, относительно неглубоководном стагнированном бассейне или впадине с затрудненным водообменом и выраженным дефицитом кислорода. В таком бассейне высокими темпами накапливались нано-планктонные карбонатные илы, нередко с фрагментами раковин моллюсков, обогащенные сапропелевым органическим веществом, растительным детритом и вулканокластическим базальтоидным материалом, гиалоалевритом, гиалопелитом. Преобладают продукты наземного, островного вулканизма, в несколько меньших количествах присутствует материал гидротермальных эксгаляций, переработанный в ходе постседиментационных преобразований в сульфидные, карбонатные соединения. Наблюдения в осадках следов илоедов, признаков биотурбации позволяют предполагать в некоторых интервалах наличие бентосной жизнедеятельности. Однако высокие количества накапливавшегося органического вещества при затрудненном, стагнированном гидрологическом режиме наддонных вод обусловили существование в осадке резко выраженных восстановительных условий, о которых свидетельствуют как непосредственно наблюдаемые сульфиды, карбонаты Fe, так и устанавливаемые факторным анализом группировки компонентов. Важно отметить, что подобные осадки близкого возраста вскрыты на возвышенности Шатского и во впадине Науру в Тихом океане, во многих районах Атлантического и Индийского океанов, что позволяет выделить глобальную геохимическую фазу раннемелового этапа эволюции седиментации. Однако латеральное распространение таких туфогенных осадков с высоким содержанием C_{орг} не было непрерывным. В Тихом океане и других бассейнах подобные стагнированные осадки сменяются по площади синхронными отложениями, фаунистические, литологические и геохимические характеристики которых указывают на обстановки с нормальным кислородным режимом [Schlanger, Jenkyns, 1976].

Фаза: ранний апт (поздняя часть) — поздний альб. В это время накапливались фораминиферо-наннопланктонные отложения с переменными количествами остатков радиолярий, представленные пестроцветной циклической толщей перемежающихся разноокрашенных разностей. Для данной части разреза в общем наблюдается направленное цветное изменение цикличности (снизу вверх): а) темно-серые, оливковые, зеленоватые разности (ранний апт, керны 66 и 67), б) перемежающиеся зеленые, бурые, розовые и белые отложения (ранний апт—ранний альб, керны 57—65), в) чередующиеся белые, бледно-зеленые и светлые зеленовато-серые разности (ранний альб—поздний альб, керны 52—55). Можно считать, что такая выраженная направленность изменения окраски в известной мере отражает смену как состава осадков, окислительно-восстановительных условий их отложения, так и кислородного режима придонных вод.

Наличие относительно грубозернистого материала (остатков фораминифер, радиолярий, биоморфных фрагментов, обломков известняков) в основании многих циклических серий, базальных эрозионных границ свидетельствует о смене активных гидродинамических обстановок спокойными, а в ряде случаев — о турбидитной природе осадков.

Основная масса рассматриваемых отложений представлена перекристаллизованным нанномикритом (до 60—70%), остатками фераминифер (до 20%), в сероцветных разностях — с заметными количествами рассеянного органического вещества (до 1,0—1,5%), в красноцветных — гидроокислов Fe. Примесь частиц темно-зеленого, бурого базальтового стекла и глубоко измененной вулканокластики в осадках не моложе позднего апта достигает 10%. Наблюдаются обломки створок пелеципод, известковых губок, жгутиковых водорослей, остатки радиолярий, преобразованные в опал-кристобалитовый материал (5—25%). Перекристаллизация нанномикритового вещества основной массы осадков сопровождалась растворением силикатных, гидроокисных вулканогенных примесей и образованием эпигенетических выделений карбонатов Fe, Mn и Mg (см. рис. 4).

Осадки рассматриваемого времени характеризуются относительно высокими концентрациями Al_2O_3 , Fe, Mn и ассоциирующих тяжелых металлов (см. рис. 2–6). Как показывают данные факторного анализа и изучения глинистых компонентов (см. рис. 2, 3), значительная часть Fe, Mn, Ni, Co, Cu, V, Cr и других металлов присутствует в форме базальтоидной вулканокластики, преобразованной в железо-магнезиальные иллит-сметитовые фазы (см. рис. 2, ассоциации IA (+), и особенно IIB (-)). При снятии карбонатного разбавления (см. рис. 3) более определенно выявляется роль гидроокислов Fe, развитых по вулканокластике (ассоциация IA (+)), собственно вулканокластике (ассоциация IIA (+)) и иллит-сметитовых продуктов (ассоциация IIIA (+)). Эти выводы хорошо согласуются и с самыми высокими для исследуемого разреза концентрациями K_2O в пересчете на БТККВ (см. рис. 5), что свидетельствует о глубокой иллитизации основной вулканокластики в это время.

В изменении скоростей седиментации в течение рассматриваемого времени обращает на себя внимание их отчетливое снижение от раннего апта к началу позднего альба (см. табл. 7, рис. 6). Особенно отчетливо уменьшаются скорости аккумуляции Al_2O_3 , Fe и Mn, что является следствием не только уменьшения темпов седиментации, но и сокращением содержаний этих компонентов в осадках к поздним интервалам фазы, связанным в свою очередь с ослаблением вулканизма.

Однако намеченная тенденция не может распространяться на фосфор, скорости накопления которого относительно высоки и несущественно изменяются в течение рассматриваемого времени (см. рис. 6, табл. 7). Приведенные данные позволяют считать, что он имеет двойственную геохимическую природу: в бассейн седиментации этот компонент поставлялся как из вулканогенных источников (см. рис. 3, ассоциации IB (-) и IIB (-)), так и в виде биогенных продуктов, глубоко трансформированных в ходе постседиментационных изменений. Более того, при рассмотрении данных о распределении средних содержаний фосфора в пересчете на воздушно-сухую навеску и на БТККВ (см. рис. 4, 5) наблюдается их заметное возрастание от раннего апта к началу позднего альба.

Особенности литологического, минерального, химического состава осадков, их строение с определенностью позволяют сделать вывод об условиях седиментации. Осадки накапливались значительно выше уровня карбонатной компенсации того времени в обстановке относительно неглубоководного моря, которое изобиловало выравненными, существенно пенепленизированными островами, гайотами, рифовыми постройками, биогермными банками. В начальные интервалы (до начала раннего альба) в бассейн поступали ощутимые количества базальтоидной вулканокластики; формирующиеся пелагические фораминиферо-нанномикритовые илы отлагались в гидродинамически активной обстановке (некоторые части осадочной серии носят отчетливые признаки турбидитов). С позднего апта до позднего альба имело место прогрессивное углубление бассейна, сопровождавшееся резким сокращением вулканической активности. Накопление осадков происходило в обстановке нормального кислородного режима. С этим выводом согласуются наличие окисных форм железа и соответствующая окраска осадка: преобладание бледных, розовых и зеленоватых тонов.

Таким образом, время от поздних интервалов раннего апта до начала позднего альба можно рассматривать как завершающую фазу раннемелового, начального этапа развития данной части Тихого океана. В этот период протоокеанский бассейн, испытывая прогрессивное углубление, становится частью более открытого океана.

Позднемеловой этап: поздний альб—маастрихт (65–104 млн. лет). В это время накапливались фораминиферо-нанномикритовые и наннофораминиферовые илы, сравнительно однородные, с заметным количеством кремневых остатков, преобразованных в опал-кристобалит, халцедоновые выделения. Осадки характеризуются относительно мало изменяющимися по разрезу содержаниями $CaCO_3$, Al_2O_3 , Fe, Mn и тяжелых металлов (см. рис. 2–6, табл. 1–7).

Позднемеловой этап может быть подразделен на две фазы, разобщенные перерывом.

Фаза: поздний альб—поздний турон. Несмотря на несколько неполную геохимическую охарактеризованность осадков этой фазы, (весьма ограниченная информация по осадкам позднего турона и коньяка), можно считать, что в течение этого времени содержание главных компонентов и темпы аккумуляции существенно не менялись. Обращают на себя внимание несколько повышенные количества SiO_2 и Al_2O_3 лишь в осадках нижнего альба. Это связано с затуханием вулканической деятельности, активно

проявлявшейся в раннем мелу. Скорости накопления Mn и Fe (см. табл. 7, рис. 6) не превышают значений, типичных для пелагических зон Мирового океана [Mac Arthur, Elderfield, 1977; Bender et al., 1970; Boström et al., 1973]. Для CaCO_3 наблюдается отчетливое возрастание скорости аккумуляции от позднего альба—раннего сеномана к турону (от 1268 до $4014 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$). Подобное изменение темпов накопления карбонатов может быть связано с вхождением района скв. 463 в южную краевую часть относительно широкой в то время зоны высокой биологической экваториальной продуктивности при общем направленном к северу движении Тихоокеанской плиты [Berggren, Holister, 1977]. Примечательна выраженная обедненность осадков этого времени тяжелыми металлами, присутствующими преимущественно в форме иллитовых, смектитовых компонентов (см. рис. 2, 3).

Интервал: поздний кампан—коньяк (перерыв в седиментации) отчетливо проявляется в западной части гор Маркус-Неккер; северо-восточнее, на возвышенности Хесса, его эрозионный эффект определяется особенностями развития блоковых структур.

Относительно большой геохронологический объем данного перерыва в западных частях исследуемой области по сравнению с восточными, северо-восточными районами позволяет предполагать его связь с активизацией позднемеловых аналогов пассатных течений и их северо-западных ветвей [Luyendyk et al., 1972].

Фаза: поздний кампан—маастрихт. В пределах этой фазы могут быть выделены два интервала, различающиеся по условиям седиментации и отчасти по химизму осадков.

Интервал: поздний кампан, характеризующийся сравнительно стабильными литолого-минеральным составом и геохимическими характеристиками осадков. Отмечается существенное падение скоростей аккумуляции CaCO_3 , Al_2O_3 , Fe и Mn; их величины близки к тем, которые отмечались для коньяка и позднего турона, что можно связывать с повышением уровня лизоклина в это время.

Интервал: маастрихт, литологический состав осадков которого типичен для позднемелового этапа. Следует отметить некоторое возрастание содержаний SiO_2 и Mn, что может быть следствием высокой биологической продуктивности этого времени и вместе с тем носит характер остаточных накоплений в основании крупнейшего перерыва. Последний вывод подтверждается анализом конкретного распределения компонентов (см. рис. 2): осадки, располагающиеся в кровле отложений раннего маастрихта (базальная граница перерыва), обогащены иллит-смектитовыми компонентами. Наиболее замечательной особенностью этого времени являются весьма высокие скорости накопления CaCO_3 , SiO_2 , P, Fe, Mn и ассоциирующих тяжелых металлов (см. рис. 6, табл. 7).

Вопрос о появлении в разрезе мезозоя и кайнозоя интервалов с высокими скоростями седиментации широко обсуждается в литературе [Arrhenius, 1963, 1967; Winterer, 1973; Berger, 1973; Andel, 1974; Andel et al., 1975, 1976; Lacelot, Larson, 1975] с привлечением данных по седиментологии, палеомагнетизму, абсолютному возрасту пород фундамента, палеотектонических реконструкций. Анализ имеющегося материала позволяет считать, что в раннем маастрихте район скв. 463 находился в пределах экваториальной зоны высокой биологической продуктивности. Накопление осадков происходило в пелагических условиях существенно выше уровня лизоклина того времени. Таким образом, обсуждаемая в разных аспектах концепция о направленном на север движении Тихоокеанской плиты, фиксируемом в разрезе при ее прохождении через экваториальную зону высокой биологической продуктивности, в целом согласуется с результатами наших исследований.

Кайнозойский этап (0—65 млн. лет). Этот этап является существенно отличным от предшествующих: наблюдается резкое изменение в геохимической истории седиментации, которая после олигоцена характеризуется чертами, свойственными настоящему времени.

Фаза: маастрихт—ранний эоцен (перерыв в седиментации). Перерыв между мезозоем и кайнозоем носит по крайней мере широко региональный характер для Тихого океана. Можно полагать, что в это время район гор Маркус-Неккер, пройдя при общем движении Тихоокеанской плиты на север экваториальную зону высокой биологической продуктивности, находился в северной олиготрофной области, воды которой характеризовались значительной агрессивностью по отношению к карбонату и кремнезему, высокими скоростями эрозии [Andel et al., 1975, 1976].

фаза: ранний эоцен. В это время накапливались фораминиферо-наннопланктонные илы, практически не содержащие алюмосиликатной примеси, но характеризующиеся относительно высокими содержаниями рассеянного Mn и P (см. рис. 5). Крайне низкие скорости седиментации (см. рис. 6, табл. 7) свидетельствуют, что осадки раннего эоцена представлены остаточными образованиями, сохранившимися после эрозии (средний эоцен—ранний олигоцен). Можно считать, что повышенные количества Mn и P в этих осадках имеют реликтовую природу. Данные по изучению изотопов кислорода и восстановлению палеотемператур [Frakes, Kemp, 1972, 1973] и палеогеографические реконструкции [Berggren, Hollister, 1977] указывают, что в Тихом океане до 60° с.ш. в эоцене господствовал теплый (субтропический) гумидный климат, резко изменившийся в олигоцене.

фаза: средний эоцен—поздний олигоцен (перерыв в седиментации). Перерыв носит по меньшей мере широко региональный характер для Тихого океана и связан с резкими изменениями климата на границе эоцена и олигоцена, сопровождавшимися кардинальной перестройкой системы океанских течений [Frakes, Kemp, 1972, 1973]. Вторжение в центральную часть Тихого океана придонной антарктической воды (холодной, с высокой плотностью, соленостью, агрессивной по отношению к карбонату и силикатам) вызвало широкую эрозию, растворение осадков [Shakleton, Kennett, 1975a, b]. Причиной этих событий явилось образование широкого морского пролива между Австралией и Антарктидой и связанное с ним формирование антарктического морского льда [Berggren, Hollister, 1977].

фаза: поздний олигоцен. В это время накапливались фораминиферо-наннопланктонные илы, характеризующиеся относительно низкими содержаниями Fe, Mn и тяжелых металлов (см. рис. 2—5). Весьма низкие скорости аккумуляции осадков и рассматриваемых компонентов (см. рис. 6) позволяют считать, что в это время лизоклин находился на сравнительно небольшой глубине. Это связано с вторжением в западные районы Тихого океана глубинных антарктических вод, отличавшихся высокой эрозионной агрессивностью [Shakleton, Kennett, 1975a, b]. В отличие от западного района гор Маркус-Неккер в более восточных областях центральной части Тихого океана в позднем олигоцене отмечаются самые высокие скорости накопления карбонатов для кайнозоя [Andel et al., 1975, 1976].

фаза: ранний—средний миоцен (перерыв в седиментации). Перерыв носит широко региональный характер для Тихого океана. В это время положение уровня карбонатной компенсации отличается сравнительно небольшой глубиной. Устанавливается современная структура глубинной циркуляции. В седиментации Тихого океана ключевая роль принадлежит факторам, связанным с формированием антарктического оледенения [Shakleton, Kennett, 1975a, b; Andel et al., 1975, 1976].

фаза: поздний миоцен—плейстоцен. Седиментационная история этого времени для центральной части Тихого океана была насыщена многочисленными, часто сменяющимися событиями. Однако в западном районе гор Маркус-Неккер существовали относительно стабильные условия осадконакопления. Аккумуляировались фораминиферо-наннопланктонные осадки, характеризующиеся относительно невысокими содержаниями Al_2O_3 , Fe, Mn и тяжелых металлов (см. рис. 2—6). В плейстоцене в связи с активизацией островного базальтоидного вулканизма наблюдаются несколько повышенные концентрации Fe, Mn и тяжелых металлов и соответственно возросшие скорости их аккумуляции.

* * *

Итак, изучение особенностей распространения главных компонентов и тяжелых металлов, форм их нахождения в сочетании с данными по минералогии постюрских отложений гор Маркус-Неккер позволяет выделить три главных этапа геохимической истории седиментации: 1) раннемеловой, 2) позднемеловой и 3) кайнозойской.

Раннемеловой этап (поздний баррем—поздний альб) характеризуется накоплением относительно неглубоководных карбонатных осадков с заметным количеством вулканокластического базальтоидного материала. Отмечается относительно высокое содержание тяжелых металлов, присутствующих главным образом в форме вулканокластических компонентов, измененных в иллит-сметитовые фазы, в меньшей ме-

ре — в форме гидротермальных эксгалатов. Максимум вулканическая активность достигала в средней части раннего апта, когда в условиях стагнированного бассейна накапливались туфогенные карбонатные илы с высоким содержанием органического вещества. Высокие значения скоростей аккумуляции главных компонентов и тяжелых металлов близки к величинам, известным для начальных протоокеанических стадий развития рифтогенных бассейнов.

Поздне меловой этап (поздний альб—маастрихт) характеризуется переходным режимом седиментации и соответствующими геохимическими параметрами. Отмечается заметное снижение концентраций тяжелых металлов, скоростей их аккумуляции. Важнейшей особенностью этапа являются высокие скорости накопления CaCO_3 , SiO_2 , Al_2O_3 , Fe, Mn и P в раннем маастрихте. В это время западный район гор Маркус-Неккер находился в экваториальной зоне высокой биологической продуктивности (при общем направленном к северу движении Тихоокеанской плиты).

Кайнозойский этап (палеоцен—голоцен) отличался наличием перерывов (поздний маастрихт—ранний эоцен; средний эоцен—поздний олигоцен; поздний олигоцен—поздний миоцен) при относительно стабильном режиме накопления фораминиферо-наннопланктонных илов. Во многих случаях базальные слои обогащены остаточными продуктами растворения: глинистыми фазами, гидроокислами марганца, фосфатами.

В целом для исследованного разреза устанавливается отчетливая геохимическая эволюция седиментации от относительно мелководных вулканогенных карбонатных отложений раннего мела до пелагических нанноилов плейстоцена.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПОСТЮРСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В СЕВЕРНОМ РАЙОНЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ ХЕССА, СКВ. 464

Возвышенность Хесса является одной из крупнейших подводных асейсмических структур северо-западной части Тихого океана; к числу подобных структур принадлежат возвышенности Шатского и Магеллана, подводные плато Манихики и Онтонг-Джава, а также подводные горы Маркус-Неккер. Накопленные к настоящему времени данные позволяют считать, что в течение большей части постюрской истории эти структуры располагались, как правило, выше уровня карбонатной компенсации. Таким образом, на них может быть развит относительно полный разрез осадков.

Мы попытались на основании изучения химизма главных компонентов, тяжелых металлов, рассеянных элементов и данных по минералогии и литологии выявить основные черты геохимической истории седиментации данного района, которые зарегистрированы в химическом, минеральном составе осадков.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Работа основывается на данных исследования химического, минерального состава, литологических особенностей отложений, вскрытых скв. 464. Изучение проводилось в Геологическом институте АН СССР. Методические особенности проводившихся исследований изложены в предыдущем разделе, посвященном скв. 463.

Необходимо подчеркнуть, что разрез скв. 464 охарактеризован сравнительно малым количеством образцов керна, особенно для мезозойских отложений (ранний сеноман—альб), сложенных преимущественно карбонатными кремнистыми породами. Такая ограниченность кернового материала, его довольно слабая палеонтологическая, био-стратиграфическая охарактеризованность, соответственно небольшое число химических анализов позволяют рассматривать полученные выводы как предварительные для северной части возвышенности Хесса, а их интерпретация может проводиться лишь в общем контексте всей геологической, литологической, геохимической информации по данному региону.

Так, стратиграфическое расчленение серии "бурых глин" принималось на основании результатов изучения остатков ихтиолитов, которое провели П. Дойл и В. Ридель [Doyle, Riedel, 1981]. При этом стратиграфический объем нижней части серии (керны 9 и 10),

датируемый этими авторами в целом как поздний мел, условно интерпретируется в настоящей работе по корреляции со смежными районами (скв. 171 и 310) как турон — маастрихт. Предполагалось, что серия "бурых глин" сложена генетически близкими отложениями, накапливавшимися без существенных перерывов.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИИ КОМПОНЕНТОВ

Изучение парагенетических ассоциаций компонентов, как и в случае скв. 463, проводилось на основе обработки по методу факторного анализа как непосредственно данных химического анализа, представленных в весовых процентах, пересчитанных на воздушно-сухую навеску, так и результатов пересчета этих данных на БТККВ.

Ассоциации, выявляемые на основе данных химического анализа (табл. 8—10; рис. 7)

Ассоциация IA (+): SiO_2 (0,98), $\text{C}_{\text{орг}}$ (0,21), Ca (0,12). Данная ассоциация представлена биогенным кремнеземом типа опала-СТ, с которым относительно слабо ассоциирует $\text{C}_{\text{орг}}$. Наиболее ярко она развита в сеноманском опалово-глинистом осадке (обр. 11—1—28—29), содержащем глубокоизмененный гиалопелитовый материал, реликты диатомовых, выделения халцедона, кварца. Близкий состав имеют раннеплиоценовые туфогенные осадки (обр. 3—1—60—64, см. рис. 7), в которых содержание остатков диатомовых достигает 40%, спикул кремнистых губок 20%, радиоларий 10%.

Ассоциация IB (-): Al_2O_3 (-0,29), Mg (-0,97), Na_2O (-0,52), K_2O (-0,36), Fe (0,86), Mn (-0,70), P (-0,17), Cr (-0,34), Ni (-0,49), V (-0,74), Cu (-0,34), Co (-0,25), Pb (-0,56), Mo (-0,48). Данная группировка представлена глубоко измененной гиалопелитовой базальтовой вулканокластикой, сложенной остатками тефры, гидроокислами железа и марганца, монтмориллонит-гидрослюдистыми компонентами. Она может рассматриваться как пример полистадийного формирования ассоциации: а) окисление базальтовой гиалопелитовой вулканокластики, развитие корок, выделений гидроокислов Fe и Mn (обр. 9—1—30—32, 5—5—70—72 и др.) по вулканогенным частицам благоприятствовали концентрированию тяжелых металлов; б) преобразование вулканокластического материала в смешаннослойные тонкодисперсные фазы монтмориллонит-слюда (рис. 8) сопровождалось поглощением из придонной воды поровых растворов Mg и K.

Примечательна выраженная локализация данной группировки компонентов в разрезе (см. рис. 7). Наиболее отчетливо она наблюдается в базальных осадках, знаменующих начало вспышки эксплозивного базальтового вулканизма, главным образом в основании вулканогенной серии "бурых глин" позднемелового—среднемиоценового возраста [Doyle, Riedel, 1981], залегающих с перерывом на красно-бурых силицитах, в меньшей мере — в известняках сеномана, в низах серии существенно вулканогенных кремнистых глин среднемиоценового возраста и в основании глинистых радиолариевых илов, глинистых кремнистых илов позднего плиоцена—плейстоцена.

Ассоциация IIA (+): SiO_2 (0,13), Al_2O_3 (0,38), Na_2O (0,78), P (0,73), Cr (0,32), V (0,33), Cu (0,72), Mo (0,37). Сопоставление набора компонентов этой группировки с данными изучения минерального состава дает основание считать, что ассоциация представлена алюмосиликатной фазой типа цеолита, с которой тесно связаны P, Cu и ряд тяжелых металлов. Распространение группировки ограничено вулканогенными кремнистыми гиалопелитовыми осадками верхов сеномана и вулканогенной серией "бурых глин" позднего мела—среднего миоцена.

Ассоциация IIB (-): CaO (-0,86), CO_2 (0,87), C (-0,62), Ge (-0,62). Эта ассоциация представлена биогенным карбонатом кальция, с которым тесно связан $\text{C}_{\text{орг}}$. Входящий в состав группировки Ge, очевидно, ассоциирует с $\text{C}_{\text{орг}}$, образуя металлоорганические соединения. Ассоциация развита в осадках раннего плиоцена—плейстоцена, содержащих остаток карбонатного нанномикрита (до 20%).

Ассоциация IIIA (+): Al_2O_3 (0,80), MgO (0,16), K_2O (0,65), Fe (0,35), Mn (0,67), P (0,53), Cr (0,80), Ni (0,82), V (0,49), Cu (0,30), Co (0,93), Pb (0,57), Ga (0,90), Ge (0,47), Mo (0,72). Результаты минералогических исследований и набор компонентов ассоциации дают основание считать, что она представлена тонким гиалопелито-

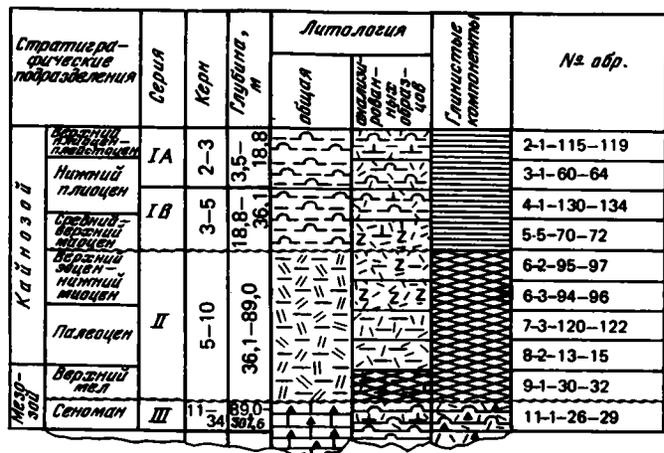


Рис. 7. Стратиграфическое распределение факторных значений главных парагенетических ассоциаций химических компонентов в разрезе постюрских отложений скв. 464

Глинистые компоненты (к рис. 7 и 9): 1 — полимеральная ассоциация, главным образом иллит, смешаннослойная фаза монтмориллонит-иллит и хлорит с примесью кварца, тридимита и кристобалита; 2 — преобладание смешаннослойной фазы монтмориллонит-иллит с малой примесью иллита, хлорита и цеолигов

Литоология — см. на рис. 2

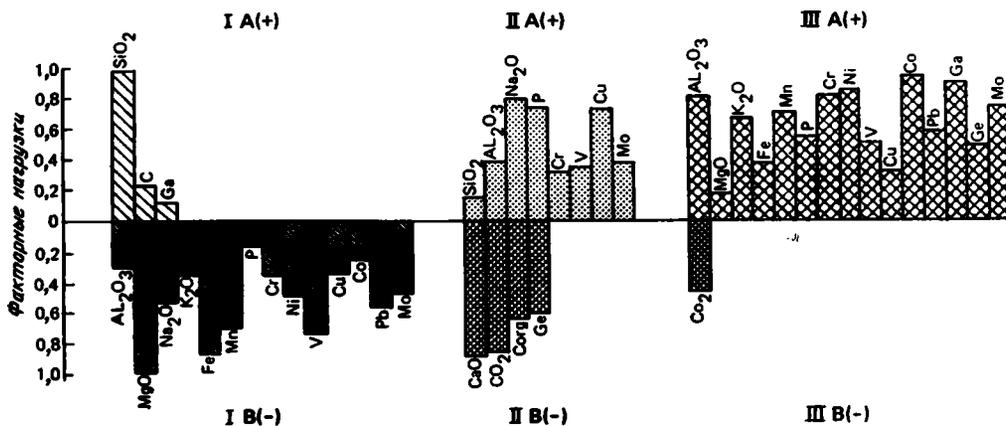
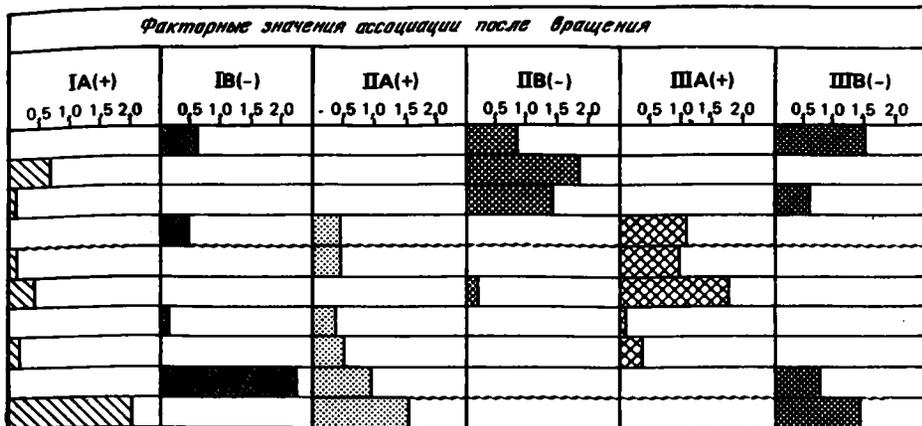
вым материалом базальтового состава, существенно преобразованным в гидрослюдистые компоненты. Можно полагать, что такое преобразование сопровождалось формированием гидроокисных железо-марганцевых выделений, обрастаний, образованием алюмофосфатных, железо-фосфатных соединений, с которыми тесно связаны тяжелые металлы, в частности Cr, Ni, Co, Ga, Mo.

Ассоциация развита преимущественно в верхней половине серии вулканокластических "бурых глин" (IV) среднего миоцена. Для этих осадков характерна существенная обогащенность базальтовым тейрогенным материалом, в том числе осколками бурого стекла и гидроокислами Fe и Mn.

Ассоциация IIIB (-): CO₂ (-0,46), SiO₂ (-0,09), C (-0,01), CaO (?). Для данного

Таблица 8
Химический состав отложений мезозоя и кайнозоя скв. 464
(вес. % в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	C	P ₂ O ₅
2-1-115-119	40,53	4,67	6,74	16,30	3,22	0,17	4,00	2,05	11,30	Нет	0,11
3-1-60-64	51,51	3,96	5,25	8,30	2,62	0,21	4,53	2,01	5,10	0,15	0,07
4-1-130-134	43,73	4,48	5,88	11,81	3,12	0,07	4,21	2,40	7,75	0,01	0,13
5-5-70-72	44,85	12,53	10,15	3,74	3,81	2,27	3,46	3,29	Нет	Нет	1,48
6-2-95-97	46,53	12,77	13,68	3,01	3,12	0,84	2,51	3,72	"	"	0,72
6-3-94-96	46,75	14,65	7,98	3,97	2,94	1,77	3,18	3,29	"	"	1,40
7-3-120-122	46,36	12,98	11,33	1,40	3,62	0,28	3,46	4,58	"	"	0,24
8-2-13-15	46,99	12,93	12,28	1,63	2,87	0,40	2,89	6,10	"	"	0,38
9-1-30-32	26,59	7,96	28,77	2,63	5,48	2,69	2,99	2,44	"	"	0,99
11-1-26-29	82,68	3,68	2,14	0,82	1,76	0,01	1,05	0,96	"	"	0,55



Fe _{вал}	Mn _{вал}	P _{вал}	n · 10 ⁻⁴								
			Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
4,71	0,13	0,05	18	48	43	115	13	16	5	< 1	1,6
3,67	0,16	0,03	20	112	49	108	20	16	7	1,3	2,8
4,11	0,05	0,06	22	65	72	62	18	19	7	1,2	1,5
7,10	1,76	0,65	58	500	140	202	87	67	9	1	80
9,57	0,65	0,31	58	178	170	190	44	36	11	1,1	30
5,58	1,37	0,61	62	500	130	160	84	59	9	1,4	100
7,92	0,22	0,10	60	98	135	135	24	11	8	1	3,9
8,59	0,31	0,17	70	75	142	130	32	14	8	< 1	89
20,12	2,08	0,43	40	215	400	245	27	64	5	< 1	80
1,50	0,01	0,24	14	15	28	152	10	10	5	< 1	1,5

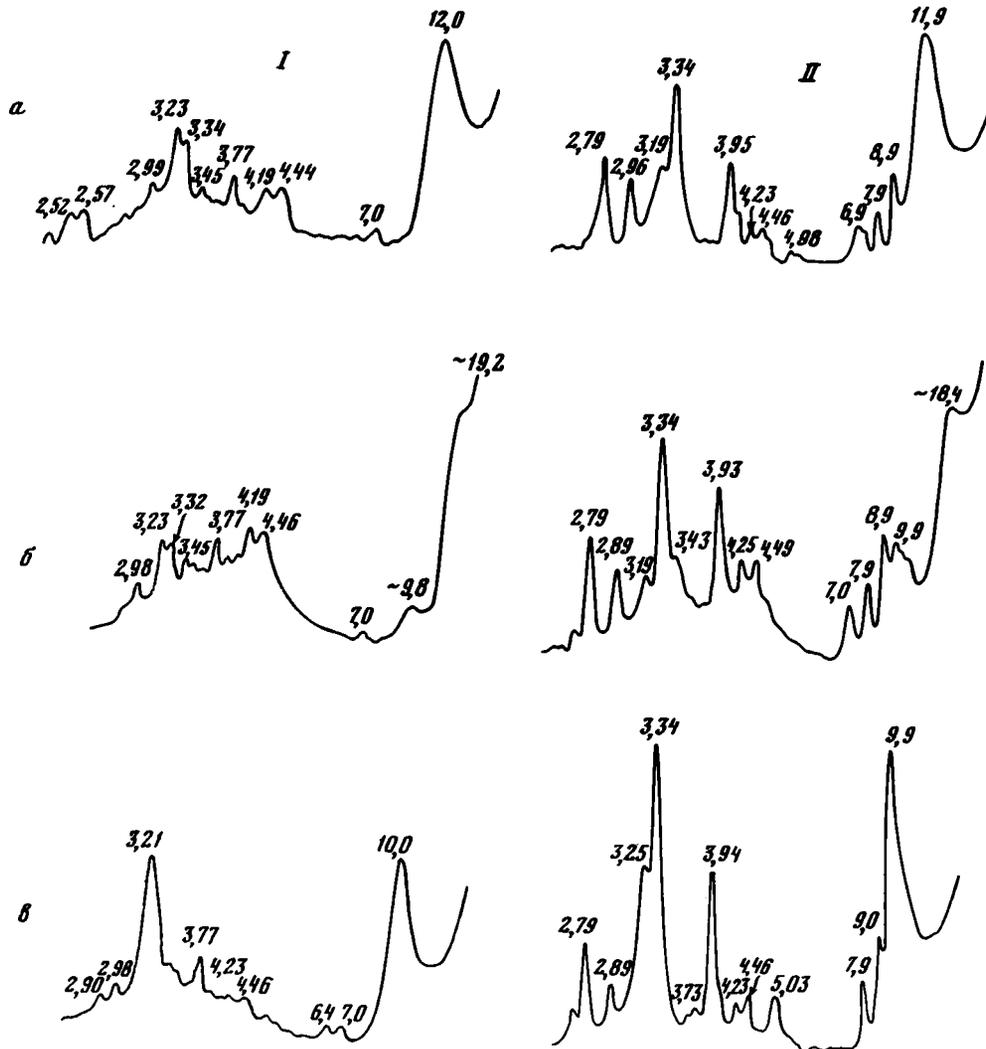


Рис. 8. Дифрактограммы образцов вулканогенных "бурых глин" скв. 464

Состояние образца: а — природный; б — насыщенный глицерином; в — прокаленный при 550° С

I — обр. 7—5—45—48, представлен гаммой неупорядоченных весьма тонкодисперсных смешанно-слоистых минералов монтмориллонит—слюда с переменным содержанием разбухающих и неразбухающих слоев, присутствуют следовые количества гидрослюда, примесь: основной плагиоклаз типа лабрадор—битовнит, цеолит типа филлиппсита, кварц; II — обр. 10—3—72—75, весьма тонкодисперсная смешанно-слоистая неупорядоченная фаза монтмориллонит—слюда, примесь: гидрослюда, цеолит типа клиноптилолита, кварц

набора компонентов минеральная природа фаз, представляющих ассоциацию, недостаточно ясна. Однако соотнесение интервалов ее наиболее выраженного развития с реальным минеральным составом осадков, наблюдаемым в шлифах под микроскопом и выявляемым при помощи рентгеновских дифрактограмм, позволяет считать, что она представлена карбонатом кальция, присутствующим в форме остаточного нанномикрита. В этом аспекте рассматриваемая группировка компонентов близка к ассоциации IIВ (—). Последняя, как отмечалось, представлена преимущественно карбонатом кальция в форме фораминиферо-нанномикритовых компонентов.

Таблица 9
Результаты факторного анализа (R-анализа) химических компонентов
отложений мезозоя и кайнозоя скв. 464

Компонент	Факторные нагрузки после вращения			Компонент	Факторные нагрузки после вращения		
	Фактор I	Фактор II	Фактор III		Фактор I	Фактор II	Фактор III
SiO ₂	0,98	0,13	-0,09	Ni	-0,49	-0,06	0,82
Al ₂ O ₃	-0,29	0,38	0,80	V	-0,74	0,33	0,49
CaO		-0,86		Cu	-0,34	0,72	0,30
MgO	-0,97	0,03	0,16	Co	-0,25		0,93
Na ₂ O	-0,52	0,78		Pb	-0,56		0,57
K ₂ O	-0,36		0,65	Ga	0,12		0,90
CO ₂	0,01	-0,87	-0,46	Ge		-0,62	0,47
C	0,21	-0,62	-0,01	Mo	-0,48	0,37	0,72
Fe	-0,86		0,35	Вклад в дисперсию, %	51,13	19,96	11,77
Mn	-0,70		0,67	Суммарная дисперсия, %	51,13	71,09	82,86
P	-0,17	0,73	0,53				
Cr	-0,34	0,32	0,80				

Таблица 10
Стратиграфическое распределение значений факторов
для химических компонентов отложений мезозоя и кайнозоя скв. 464

№ обр.	Стратиграфическое подразделение	Факторные значения после вращения		
		Фактор I	Фактор II	Фактор III
2-1-115-119	Верхний плиоцен	-0,60	-0,82	-1,46
3-1-60-64	Нижний плиоцен	0,63	-1,86	-0,02
4-1-130-134	То же	0,06	-1,38	-0,56
5-5-70-72	Средний миоцен	-0,42	0,43	1,03
6-2-95-96	Верхний эоцен-нижний миоцен	0,09	0,43	0,95
6-3-94-96	То же	0,39	-0,16	1,75
7-3-120-122	Палеоцен	-0,08	0,38	0,05
8-2-13-15	"	0,14	0,51	0,36
9-1-30-32	Верхний мел	-2,21	0,94	-0,71
11-1-28-29	Сеноман	2,00	1,52	-1,39

Ассоциации, выявляемые
на основе данных химического анализа, пересчитанных
на БТККВ (табл. 11-13; рис. 9)

Ассоциация IA (+): Fe (0,84), Mn (0,72), P (0,31), Cr (0,64), Ni (0,39), V (0,79), Co (0,15), Ga (0,29), Mo (0,79). Ассоциация представлена преимущественно оксигидроокисными соединениями Fe и Mn и связанными с ними тяжелыми металлами. Особое место занимают, очевидно, железо-фосфатные фазы. Распространение группировки отчетливо ограничено серией вулканогенных "бурых глин" (серия II) поздне-мелового-среднемиоценового возраста. Снятие разбавляющего эффекта силикатных компонентов позволяет представить в более явном виде геохимическое значение гидроксидов Fe и Mn, развитых по базальтовой вулканокластике и в форме самостоятельных выделений (см. ассоциации IIA (+) и IIIA (+) на рис. 7 и в табл. 8-10). Таким образом, набор компонентов данной ассоциации свидетельствует, что главным обра-

Таблица 11
Химический состав отложений мезозоя и кайнозоя скв. 464
(вес. % в пересчете на БТККВ)

№ обр.	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe _{вал}	Mn _{вал}	P _{вал}
2-1-115-119	8,149	20,694	29,080	10,750	30,085	0,875	0,246
3-1-60-64	8,894	17,740	35,479	11,903	24,465	1,198	0,122
4-1-130-134	8,705	20,169	30,877	13,690	25,831	0,270	0,331
5-5-70-72	15,633	15,925	14,462	13,752	29,677	7,357	2,717
6-2-95-97	13,108	13,587	10,931	16,200	41,676	2,831	1,350
6-3-94-96	18,859	13,966	15,107	15,629	26,508	6,508	2,898
7-3-120-122	6,558	16,957	16,208	21,454	37,100	1,031	0,468
8-2-13-15	7,207	12,690	12,779	26,972	37,982	1,371	0,752
9-1-30-32	7,250	15,106	8,242	6,726	55,461	5,734	1,185
11-1-28-29	12,886	27,657	16,500	15,086	23,571	0,157	3,771

Таблица 12
Результаты факторного анализа (R-анализа) химических компонентов
(в пересчете на БТККВ) отложений мезозоя и кайнозоя скв. 464

Компонент	Факторные нагрузки после вращения			Компонент	Факторные нагрузки после вращения		
	Фактор I	Фактор II	Фактор III		Фактор I	Фактор II	Фактор III
CaO	-0,12	0,35	-0,91	V	0,79	0,39	
MgO	-0,85	0,17		Cu	-0,36	0,67	
Na ₂ O	-0,83	-0,39	0,12	Co	0,15	0,43	-0,79
K ₂ O		0,59	0,24	Pb	0,08	0,06	-0,92
Fe	0,84	-0,12	0,31	Ga	0,29	0,90	-0,24
Mn	0,72	-0,27	-0,56	Ge		0,58	
P	0,31	0,65	-0,54	Mo	0,79	0,15	-0,50
Cr	0,64	0,72	-0,19	Вклад в дисперсию, %	43,77	21,57	14,61
Ni	0,39		-0,84	Суммарная дисперсия, %	43,77	65,34	79,95

Таблица 13
Стратиграфическое распределение значений факторов
для химических компонентов (в пересчете на БТККВ)
отложений мезозоя и кайнозоя скв. 464

№ обр.	Стратиграфическое подразделение	Факторные значения после вращения		
		Фактор I	Фактор II	Фактор III
2-1-115-119	Верхний плиоцен	-1,11	-1,10	0,67
3-1-60-64	Нижний плиоцен	-1,08	-0,98	-0,20
4-1-130-134	То же	-0,93	-0,98	0,41
5-5-70-72	Средний миоцен	0,40	-0,08	-1,58
6-2-95-97	Верхний эоцен-нижний миоцен	0,63	0,80	-0,31
6-3-94-96	То же	0,33	0,13	-1,83
7-3-120-122	Палеоцен	0,51	0,55	-1,39
8-2-13-15	"	1,19	0,55	1,20
9-1-30-32	Верхний мел	1,51	-1,03	0,20
11-1-28-29	Сеноман	-1,45	2,13	0,05

	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
—	0,019	0,009	0,078	0,006	0,008	—	0,0004	0,001	0,001
—	0,076	0,019	0,079	0,013	0,010	0,001	0,001	0,002	0,002
—	0,033	0,033	0,038	0,010	0,011	—	0,0005	0,001	0,001
0,024	0,209	0,059	0,084	0,036	0,028	0,004	0,0004	0,033	0,033
0,025	0,078	0,074	0,083	0,019	0,016	0,005	0,005	0,013	0,013
0,029	0,238	0,062	0,076	0,040	0,028	0,005	0,001	0,048	0,048
0,028	0,046	0,063	0,063	0,011	0,004	0,004	0,0005	0,002	0,002
0,031	0,033	0,063	0,057	0,014	0,006	0,004	0,0004	0,039	0,039
0,011	0,059	0,110	0,068	0,007	0,018	0,001	0,0003	0,022	0,022
0,022	0,024	0,044	0,239	0,016	0,016	0,008	0,002	0,002	0,002

зом гидроокислы Fe и Mn выполняют геохимическую роль коллекторов, концентрирующих тяжелые металлы.

Ассоциация IB (-): CaO (-0,12), MgO (-0,85), Na₂O (-0,83), Cu (-0,36). Набор компонентов этой группировки, особенности ее локализации в разрезе (см. рис. 9) и данные изучения минерального состава позволяют считать, что она представлена некоторой смектитовой фазой, не связанной с базальтовой вулканокластикой, являющейся весьма существенной составляющей осадков для раннего плиоцена—плейстоцена и сеномана (см. рис. 9).

Ассоциация IIA (+): CaO (0,35), Mg (0,17), K₂O (0,59), P (0,65), Cr (0,72), V (0,39), Cu (0,67), Co (0,43), Ga (0,90), Ge (0,58), Mo (0,15). Ассоциация представлена гидрослюдистыми фазами, присутствующими как самостоятельно, так и в виде смешанно-слоистых образований типа монтмориллонит-слюда, развитых по тонкому вулканокластическому, преимущественно гиалопелитовому материалу базальтового состава. С собственно гидрослюдистыми минералами тесно связаны P (алюмофосфатные соединения) и тяжелые металлы, главным образом Cr, Ga, Cu, Ge и др. Распространение группировки ограничено осадками кровли нижнего сеномана и вулканокластическими "бурыми глинами" (серия II) предположительно позднемиоценового—среднемиоценового возраста (см. рис. 9).

Ассоциация IIB (-): Na₂O (-0,39), Fe (-0,12), Mn (-0,27). Ассоциация представлена гидроокислами Mn, в меньшей мере — Fe и связанным с ними Na. Отсутствие в составе ассоциации тяжелых металлов и ее распространенность в базальном основании вулканокластических "бурых глин" и кремнистых, существенно вулканогенных осадков (серии IA и IB, ранний плиоцен—плейстоцен) позволяют считать, что она представлена позднедиагенетическими и эпигенетическими выделениями гидроокислов Mn с незначительной примесью Fe, образовавшимися за счет изменения вулканокластики. Подобные выделения отчетливо наблюдаются в шлифах под микроскопом в весьма ограниченных количествах (не более 5%).

Ассоциация IIIA (+): Na₂O (0,12), K₂O (0,24), Fe (0,31). Она представлена гидроокислами Fe и связанными с ними K и Na. Генетическая природа этой группировки и ее распространенность в разрезе весьма близки к рассмотренной выше ассоциации IIB (-), однако в данном случае главная роль (вместо гидроокислов Mn) принадлежит гидроокислам Fe.

Ассоциация IIIB (-): CaO (-0,91), Mn (-0,56), P (-0,54), Cr (-0,19), Ni (-0,84), Co (-0,79), Pb (-0,92), Ga (-0,24), Mo (-0,50). Ассоциация представлена базальтоидной вулканокластической, существенно обогащенной анортитовой молекулой (CaO) и продуктами изменения — гидроокислами Mn, фосфатными соединениями и связанными с ними тяжелыми металлами, преимущественно Ni, Co, Pb. Встречается главным образом в верхней части вулканокластической серии (II) "бурых глин" (поздний мел—средний миоцен), в базальных осадках серии IB (средний миоцен), представленных кремнистыми, существенно вулканогенными глинами.

Таким образом, среди измененных вулканокластических компонентов, слагающих

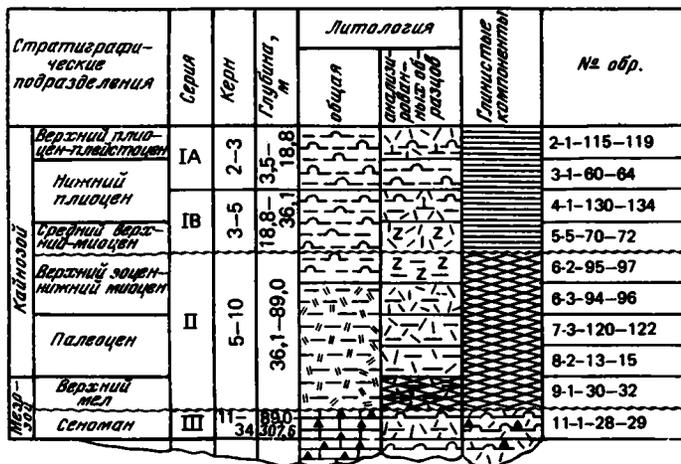


Рис. 9. Стратиграфическое распределение факторных значений главных парагенетических ассоциаций химических компонентов (в пересчете на БТККВ) в разрезе постюрских отложений
Глинистые компоненты — см. на рис. 7, литология — на рис. 2

вулканогенную серию (II) "бурых глин", выделяются две группировки: а) главная, преобладающая IA (+), представленная гидроокислами Fe, в меньшей мере Mn, фосфатами Fe и связанными с ними тяжелыми металлами, и развитая преимущественно в нижней половине серии (поздний мел—палеоцен; см. рис. 9); б) относительно подчиненная IIIB (-) с гидроокислами Mn, фосфатами и связанными тяжелыми металлами, встречающаяся в верхней половине рассматриваемой серии (поздний эоцен — поздний—средний миоцен; см. рис. 9). Столь отчетливо выраженное разобщение в разрезе группировок компонентов, связанных с гидроокислами Fe и Mn, наводит на мысль о роли вулканических эксгаляций, гидротермальных растворов, поступавших в седиментационный бассейн вместе с преобладающим вулканокластическим материалом в начальные и конечные фазы накопления осадков данной серии. В начальные фазы в их составе преобладали соединения Fe, в конечные — Mn.

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ И СКОРОСТИ АККУМУЛЯЦИИ КОМПОНЕНТОВ (ТАБЛ. 14; РИС. 10-12)

Распределение средних содержаний. Анализ распределения средних содержаний компонентов (см. табл. 14, рис. 10-12) в исследуемом разрезе позволяет выделить три главных геохимических этапа седиментации: 1) позднемезозойский (поздний апт—сеноман); 2) позднемеловой (турон?) — среднемиоценовый (время накопления вулканогенной серии "бурых глин"); 3) позднекайнозойский (поздний миоцен плейстоцен).

Позднемезозойский этап охарактеризован фрагментарными литологическими и геохимическими данными об осадках. Согласно бортовому описанию [Initial reports..., 1981], осадки объединяются в серию красно-бурых кремней (III). Однако, учитывая крайне малый выход керна, вынос мелких обломков писчего мела, мергеля, уплотненных глин, скорости бурения, авторы бортового описания считают, что в составе серии преобладают мел и мергель, а содержание кремня составляет не более 10%. Таким образом, принимая во внимание отмеченные ограничения, можно рассматривать приводимые ниже данные о средних содержаниях и скоростях аккумуляции компонентов.

В целом для позднемезозойского этапа характерно накопление содержаний SiO₂ и P, максимально высоких для этого разреза мезозойских и кайнозойских отложений (см. табл. 14 и рис. 10). При пересчете данных на БТККВ (см. рис. 11) отчетливо выявляются избыточные количества K₂O и MgO, что может косвенно указывать на нали-

Таблица 14
Средние содержания и средние скорости аккумуляции химических компонентов
для главных геохронологических подразделений разреза
постюрских отложений скв. 464

Лито- логи- ческое под- раз- деле- ние	Литология	Кер- ны	Интервал глубин (от поверхности дна), м	Мощ- ность, м	Стратиграфическое подразделение	Керны
IA	Глинистые радиолариевые илы, глинистые кремнистые илы	2-3	3,5-18,8	15,3	Нижний плейстоцен Плиоцен	1-1 - 1-CC 1-CC - 2-5 2-5 - 3-0
IB	Кремнистая глина	3-5	18,8-36,1	17,3	Средний-верхний миоцен	3-0 - 4-CC 5-1 - 5-3
II	Бурые вулканогенные глины*	5-11	36,1-89,0	52,9	Средний миоцен Верхний эоцен- нижний миоцен Нижний эоцен Верхний мел [Турон-верхний маастрихт] (?)	5-4 - 5-CC 6-0 - 6-4 6-4 - 6-CC 7-1 - 8-CC 9-1 - 11-1
III	Красно-бурые кремни, писчий мел, известняк	11-34	89,0-307,6	218,6	Средний альб-сеноман Нижний альб	11-1 - 26-CC 27-1 - 34-CC

Примечание. 1 - среднее содержание (вес. %); 2 - средняя скорость аккумуляции ($\text{мг X} \times \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$).

* Стратиграфическое расчленение серии бурых вулканогенных глин по данным П. Дойла и В. Риделя [Doyle, Riedel, 1981].

Таблица 14 (окончание)

Стратиграфическое подразделение	Керны	Интервал глущин, м	SiO ₂		Al ₂ O ₃	
			1	2	1	2
Нижний плейстоцен	1-1 - 1-CC	0-3,5	-	-	-	-
верхний	1-CC - 2-5	3,5-11,0	40,53	148,9	4,67	17,16
Плиоцен	2-5 - 3-0	11,0-18,8	-	-	-	-
нижний	2-5 - 3-0	11,0-18,8	-	-	-	-
Средний-верхний	3-0 - 4-CC	18,8-32,0	47,62	238,0	4,22	21,1
миоцен	5-1 - 5-3	32,0-36,5	-	-	-	-
Средний миоцен	5-4 - 5-CC	36,5-41,5	44,85	38,03	12,53	10,62
Верхний эоцен- нижний миоцен	6-0 - 6-4	41,5-46,0	46,14	6,34	13,71	1,89
Нижний эоцен	6-4 - 6-CC	46,0-51,0	-	-	-	-
Верхний мел	7-1 - 8-CC	51,0-70,0	46,68	58,84	12,96	16,34
[Турон-верхний маастрихт] (?)	9-1 - 11-1	70,0-89,0	26,59	14,22	7,96	4,26
Средний альб-сеноман	11-1 - 26-CC	89,0-241,0	82,68	2927,07	3,68	130,28
Нижний альб	27-1 - 34-CC	241,0-308,5	-	-	-	-

Интервал глубин, м	Мощность, м	Физические параметры* ²		Геохронологическая продолжительность, млн. лет* ³	Скорость седиментации* ⁴	
		Плотность, г/см ³	Влажность, %		м · 10 ⁻⁶ × × год ⁻¹	мг · см ⁻² × × 10 ⁻³ · год ⁻¹
0–3,5	3,5	1,20	80,0 (?)	–	–	–
3,5–11,0	7,5	1,20	71,0	1,0	7,5	367,5
11,0–18,8	7,8	1,20	72,4	2,0	10,5	499,8
18,8–32,0	13,2	1,20	72,4			
32,0–36,5	4,5	1,20	72,4	10,0	0,45	21,42
36,5–41,5	5,0	1,34	57,6	4,5	1,11	84,80
41,5–46,0	4,5	1,34	57,6	25,0	0,18	13,75
46,0–51,0	5,0	1,34	57,6	4,5	1,11	84,80
51,0–70,0	19,0	1,34	57,6	11,5	1,65	126,06
70,0–89,0	19,0	1,34	57,6	27,0	0,70	53,48
89,0–241,0	152,0	2,03	5,0	8,5	17,88	3540,24
241,0–308,5	67,5	2,03	5,0 (?)	3,0	22,50	4455,0

*² Определения природно-влажных образцов [Initial Reports..., 1981].

*³ По данным Дж. Харденбола и В. Берггрена (1978 г.) [Initial Reports..., 1981] и Дж. ван Хинта [Hinte, 1976].

*⁴ В пересчете на воздушно-сухой материал (с учетом природной влажности) [Initial Reports..., 1981].

CaCO ₃		Fe		Mn		P	
1	2	1	2	1	2	1	2
–	–	–	–	–	–	–	–
25,70	94,44	4,71	17,30	0,13	0,5	0,05	0,18
–	–	–	–	–	–	–	–
14,61	73,02	3,89	19,44	0,10	0,50	0,04	0,20
–	–	–	–	–	–	–	–
Нет	0,0	7,10	6,02	1,76	1,49	0,65	0,55
"	0,0	7,58	1,04	1,01	0,14	0,46	0,06
–	–	–	–	–	–	–	–
Нет	0,0	–	–	–	–	–	–
"	0,0	8,26	10,41	0,27	0,34	0,14	0,18
–	–	–	–	–	–	–	–
"	0,0	20,12	10,76	2,08	1,11	0,43	0,23
–	–	–	–	–	–	–	–
"	0,0	1,50	53,10	0,01	0,35	0,24	8,50
–	–	–	–	–	–	–	–

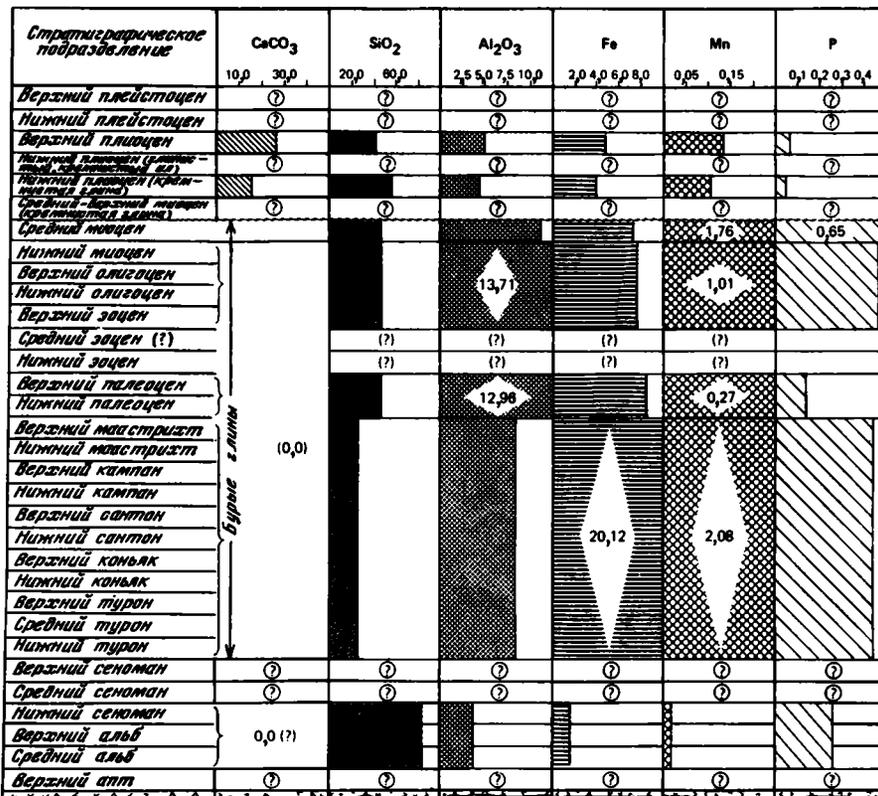


Рис. 10. Распределение средних содержаний (вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску) SiO₂, Al₂O₃, Fe, Mn, P и нормативной молекулы CaCO₃ в разрезе постюрских отложений скв. 464

рис. 10 и 11). В целом кремнистые илы с заметной примесью базальтовой (в отдельных интервалах – кислой) вулканокластики характеризуются мало меняющимися величинами средних содержаний CaCO₃, SiO₂, Al₂O₃, Fe, Mn, P и тяжелых металлов при пересчете как на воздушно-сухую навеску, так и на БТККВ.

Распределение средних скоростей аккумуляции компонентов. Методические особенности расчета средних скоростей аккумуляции осадков и компонентов уже отмечены в разделе, посвященном скв. 463. Следует подчеркнуть, что упоминавшиеся выше недостатки данного разреза (ограниченный выход керна, слабая стратиграфическая обоснованность ряда интервалов) позволяют лишь весьма приближенно оперировать величинами скоростей аккумуляции, рассматривая их в общем контексте данных по седиментации региона. Анализ средних скоростей седиментации дает основание выделить в разрезе три главных этапа, которые совпадают с этапами, установленными при анализе распределения средних содержаний компонентов.

Позднемезозойский этап (поздний apt–сеноман) характеризуется максимальными в постюрской истории этого региона скоростями аккумуляции (мм · 10⁻³ × год⁻¹): поздний apt–ранний альб – 22,5; средний альб–ранний сеноман – 17,9 (см. табл. 14 и рис. 12). Сопоставляя эти цифры с известными величинами для экваториальной зоны высокой биологической продуктивности (см. данные по скв. 463, а также сведения в других работах [Arrhenius, 1963, 1967; Богданов, Чеховских, 1979; Безруков, Романкевич, 1970; Лисицын, 1974, 1978]), можно сделать вывод, что скорости накопления осадков в раннем альбе–раннем сеномане были в два-три раза ниже. Если принять, что в течение альба северный район возвышенности Хесса находился в зоне высокой биологической продуктивности при общем направленном к северу движении Тихоокеанской плиты, то столь сокращенные значения скоростей седиментации можно

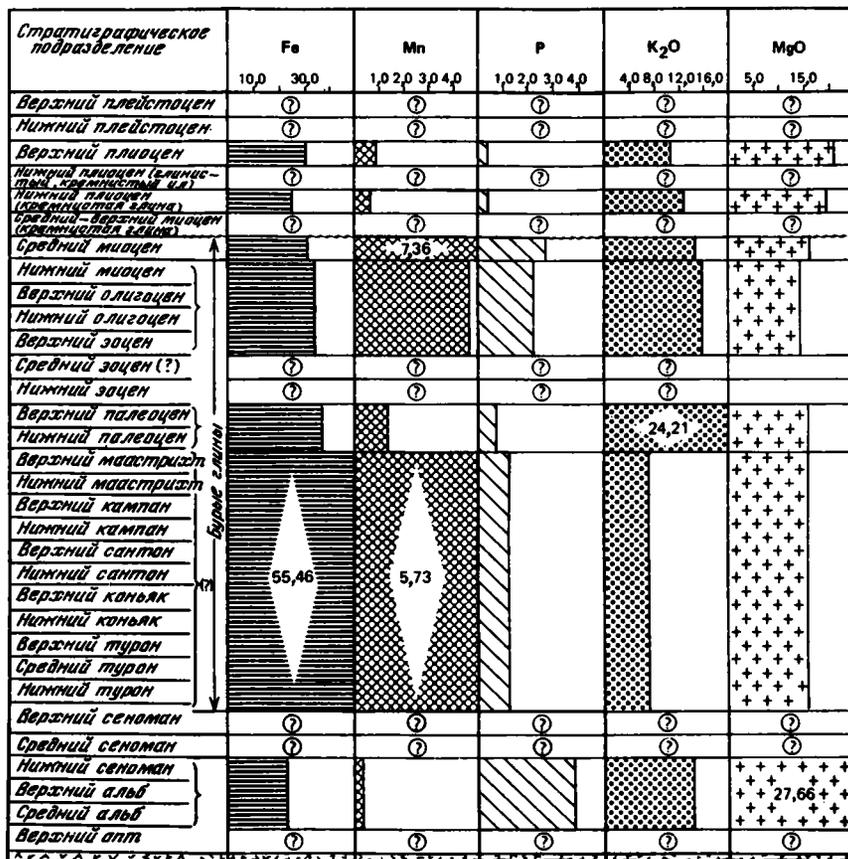


Рис. 11. Распределение средних содержаний (вес.% в пересчете на БТККВ) Fe, Mn, P, K₂O и MgO в разрезе постюрских отложений скв. 464

объяснить тем, что накопление осадков происходило существенно ниже уровня лизоклина, а в отдельные интервалы — ниже глубины карбонатной компенсации.

Следствием высоких темпов седиментации этого этапа, весьма специфического состава накапливавшихся осадков (существенная роль принадлежит кремнистым образованиям) являются относительно большие скорости аккумуляции SiO₂, Al₂O₃ и Fe при относительно умеренных величинах для Mn (см. табл. 14 и рис. 12).

Поздне меловой (турон-маастрихт (?)) — среднемиоценовый этап соответствует времени накопления вулканогенной серии "бурых глин", возраст которой определен на основании изучения остатков икhtiолитов [Doyle, Riedel, 1981]. Рассчитанные для отдельных интервалов этого времени скорости аккумуляции находятся в пределах величин, характерных для пелагической седиментации (см. табл. 14 и рис. 12). Весьма показательным является изменение скоростей аккумуляции главных компонентов этих тонких вулканокластических осадков базальтового состава. Наиболее высокие скорости накопления Fe ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) отмечены для ранних (поздне меловых и палеоценовых — 10,76) и заключительных (среднемиоценовых — 6,02) интервалов накопления серии. Для Mn эта тенденция выражена в более контрастном виде: поздний мел — 1,11, средний миоцен — 1,49. В промежуточные интервалы скорости накопления Mn и Fe существенно ниже, по-видимому, вследствие разбавляющего эффекта алюмосиликатных вулканокластических компонентов.

Если оперировать лишь собственно скоростями аккумуляции ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) Mn и Fe, то они не превышают величин, известных для пелагических областей открытого океана: Fe — 2,4–9,0; Mn — 0,4–4,0 [Arrhenius, 1967; Boström, 1973; Mac Arthur,

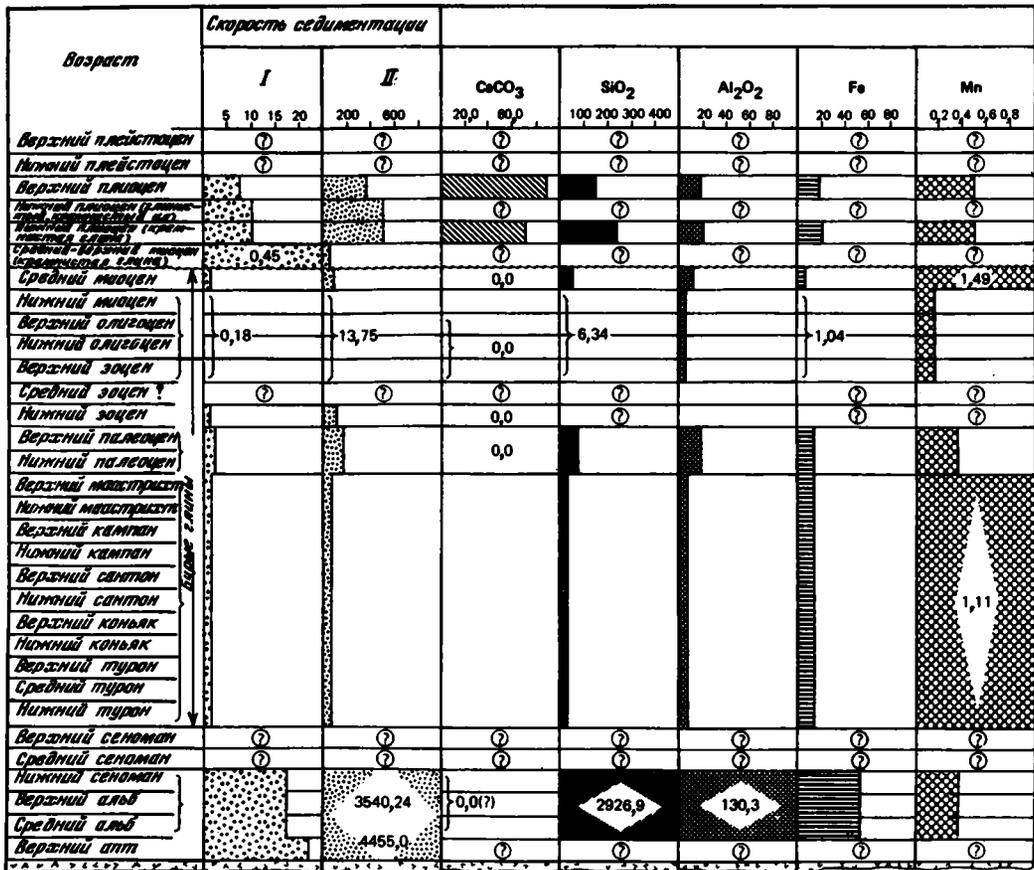


Рис. 12. Распределение средних скоростей седиментации (I — мм·см⁻²·год⁻¹; II — мг·см⁻²·10⁻³·год⁻¹) и аккумуляции компонентов (мг·см⁻²·10⁻³·год⁻¹) CaCO₃, SiO₂, Al₂O₃, Fe, Mn в разрезе постюрских отложений скв. 464

Elderfield, 1977], тогда как для металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия они примерно на порядок выше: Mn — 24–35; Fe — 63–110 [Boström, 1973; Bender et al., 1971].

Однако если принять во внимание рассмотренные выше содержания Mn, Fe, формы их нахождения и природу геохимических ассоциаций, то уместно допустить, что в начальную и заключительную фазы накопления рассматриваемых осадков определенная роль могла принадлежать гидротермальным, эксгальционными продуктам.

Позднекайнозойский этап (поздний миоцен — плейстоцен), как отмечалось выше, охарактеризован данными фрагментарно. Установленные для раннего и позднего плиоцена скорости накопления глинистых кремнистых илов составляют 7,5–10,5 мм · 10⁻³ · год⁻¹. Осадки отлагались ниже глубины карбонатной компенсации при ощутимом поступлении базальтоидного (в меньшей мере — кислого) вулканокластического эксплозивного материала с окружающих островов.

Скорости аккумуляции главных компонентов, в частности Mn, не превышают значений, характерных для пелагических областей открытого океана (см. табл. 14 и рис. 12). Несколько повышенные величины получены для Fe (мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹): ранний плиоцен — 19,4, поздний плиоцен — 17,3. Они, по-видимому, связаны с заметной примесью изменений, глубокой окисленной базальтовой вулканокластике.

Анализ имеющихся данных по геохимии, минералогии и литологии мезозойских и кайнозойских отложений, вскрытых скв. 464, позволяет выделить три главных этапа в геохимической истории седиментации региона, соответствующих подразделениям, установленным ранее при рассмотрении распределения средних содержаний компонентов и скоростей их аккумуляции.

Позднемезозойский этап: поздний апт—сеноман. Как неоднократно отмечалось выше, осадки, которые накапливались в течение этого этапа, скудно охарактеризованы керновым материалом и соответственно палеонтологическими, аналитическими, минералогическими определениями. При бортовом описании [Initial reports..., 1981] установлено, что в интервалах номеров керна от 20 до 32 осадки представлены темно-красными, бурыми известково-кремнистыми илами (известняки, писчий мел, прослой кремней), перемежающимися с существенными количествами глинистых, мергельных осадков (альб). Количество глинистых компонентов возрастает к основанию разреза, достигая (керны 29—32) 70—90% (верхний апт—нижний альб). Характерные образцы этой части разреза (например, обр. 27—1—63—65) представлены известняками: туфогенными, гиалопелитовыми (30%), существенно кремнистыми, радиоляриевыми (20%). Основная масса сложена наннофоссилиевым микритом (30%) и остатками фораминифер (10%), импрегнированных рассеянными гидроокислами Fe (10%).

Выше керна 20 (до керна 11) преобладают известковые, заметно кремнистые отложения, относительно светлоокрашенные (верхний альб—сеноман). Количество вулканогенной примеси и гидроокислов Fe в этих осадках существенно меньше, чем в нижележащих отложениях альба.

Выше отмечалось, что скорости накопления альбских отложений являются максимальными для мезозоя и кайнозоя этого района ($\text{мм} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$): поздний апт—ранний альб — 22,5; средний альб—сеноман — 17,9 (см. табл. 14 и рис. 12).

Ограниченное количество образцов извлеченного керна и соответственно химических определений вынуждает с особой осторожностью оперировать конкретными величинами скоростей аккумуляции компонентов. Тем не менее, принимая на основании данных по минералогии и литологии этих осадков допустимые вариации химического состава позднеаптских—раннеальбских и среднеальбских—сеноманских отложений, можно убедиться в относительно высоких темпах накопления SiO_2 , Al_2O_3 и других компонентов. Эти данные могут быть интерпретированы как свидетельство того, что в течение альба северный район возвышенности Хесса находился в экваториальной зоне высокой биологической продуктивности при общем направленном к северу движении Тихоокеанской плиты. Несколько сокращенные значения этих скоростей (по сравнению с известными значениями для такой зоны), существенное количество кремнистого материала позволяют сделать вывод о том, что накопление осадков происходило значительно ниже уровня лизоклина, а в отдельные интервалы — ниже глубины карбонатной компенсации.

Чрезвычайный интерес представляют ранние фазы этого этапа. Весьма скудный материал позволяет лишь полагать, что в течение раннего альба значительная роль в общем балансе седиментации принадлежала накоплению вулканокластических материалов — продуктов эксплозивного вулканизма окружающих островов, а в самом основании разреза — металлоносных осадков [Initial reports..., 1981].

Позднемеловой (турон—маастрихт?)—среднемиоценовый этап (время накопления вулканокластической серии "бурых глин"). Выше подчеркивалось, что данные изучения остатков ихтиолитов [Doyle, Riedel, 1981] позволяют считать, что 53-метровая серия вулканогенных "бурых глин" охватывает возрастной диапазон от позднего мела (турон?) до среднего (позднего?) миоцена. В нижней части (керны 8—10, поздний мел—палеоцен) наблюдаются частицы песчано-алевритовой размерности буро базальтового стекла (до 20—40%), гиалопелитового материала, существенно преобразованные в глинистое вещество, выделения гётита, гематита (до 20%), цеолита (до 10—20%), основных плагиоклазов, лабрадор-битовнита (до 5—10%). В базальной части серии турон—маастрихт (обр. 9—4—106—109) встречаются гравийные обломки перекристаллизованных окремненных известняков. Важно подчеркнуть, что основная масса (до 70—90%) этих осадков слэгается гиалопелитовым, гиаловалевритовым базальтовым материалом, глубоко преобразованным в глинистое вещество. Анализ рентгеновских

дифрактограмм этих осадков (см. рис. 8) свидетельствует, что основные компоненты представляют собой гамму неупорядоченных тонкодисперсных смешаннослойных фаз монтмориллонит-слюда с переменным содержанием разбухающих (монтмориллонитовых) и неразбухающих (слюдистых) слоев; в качестве примесей присутствуют кварц, гейландит, плагиоклазы типа лабрадор-битовнит. В верхней половине серии (средний миоцен—палеоцен; керны 5—7) общий минеральный состав осадков в целом сохраняется. Однако обращает на себя внимание появление в отдельных интервалах заметных количеств бесцветного стекла кислого—среднего состава (до 10—20%, например, в палеоцене: обр. 7—6—43—46), выделений нанномикрита, опал-кварцевого вещества, относительное сокращение количества гидроокислов Fe (до 10%). По данным рентгеновских дифрактограмм меняется тип цеолита — преобладает филлипсит.

Исследования минерального состава хорошо согласуются с геохимическими выводами, в частности с рассмотренными выше особенностями распределения парагенетических группировок химических компонентов (см. рис. 7 и 9).

Приведенные данные позволяют считать, что серия "бурых глин" представляет собой глубоководное (ниже уровня карбонатной компенсации) накопление относительно тонкозернистых гиалопелитовых вулканокластических материалов базальтового состава, являющихся продуктами эксплозивных извержений относительно близко расположенных островных вулканов. Если принять позднемиоценовой—средне-позднемиоценовый возраст этой серии, то скорости накопления осадков не превышают величин $(0,3-6 \text{ мм} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1})$ [Безруков, Романкевич, 1970; Arrhenius, 1963, 1967], характерных для глубоководных красных глин (см. табл. 12 и 14). Сопоставление их минерального состава и геохимических особенностей указывает, что эти два типа осадков существенно различны. В глубоководных красных глинах Тихого океана, по данным Н.С. Скорняковой, содержание (%) Fe составляет 3,28—9,88 (среднее — 5,64), Mn — 0,16—3,00 (среднее — 0,76) [Безруков, Романкевич, 1970]. В рассматриваемых бурых вулканогенных глинах концентрации этих компонентов существенно выше (см. табл. 8, 14, рис. 10, 11).

Несколько повышенные скорости накопления Fe и Mn в начальные и заключительные фазы образования данной серии и состав связанных с ними парагенетических ассоциаций тяжелых металлов (см. рис. 7, 9, 10, табл. 14) дают основание для того, чтобы допустить привнос определенной доли этих компонентов в форме гидротермальных, эксгальционных продуктов. Следует подчеркнуть, что лишь в верхней половине серии "бурых глин" наблюдается ощутимая примесь биогенных компонентов нормальной океанской седиментации.

Таким образом, при всей фрагментарности имеющихся данных вулканогенная природа относительно глубоководной серии "бурых глин" представляется достаточно определенной. Можно полагать, что эти образования связаны с активизацией некоторых структурных блоков северной части возвышенности Хесса.

Позднекайнозойский этап (поздний миоцен—плейстоцен). В течение этого времени накапливались пелагические глинисто-кремнистые осадки, объединяемые в подсерии IA (глинистые радиолариевые илы, глинистые кремнистые илы) и IB (кремнистые глины). Эти осадки (серия IB) с перерывом залегают на вулканогенных "бурых глинах" [Initial Reports..., 1981].

Главными биогенными компонентами обеих подсерий являются остатки радиоларий, диатомовых, спикул губок, в меньшей мере — карбонатный наннофосилиевый микрит, присутствующие в переменных пропорциях. Основная масса представлена тонким гиалопелитовым материалом, измененным в глинистое вещество. Характерной примесью являются песчано-алевритовые частицы бурого базальтового (до 5—15%), в меньшей мере — бесцветного кислого, стекла. Отмечается небольшая примесь микроконкреций гидроокислов Mn и Fe.

Для данного интервала характерна тенденция: вверх по разрезу наблюдаются относительное сокращение количества вулканокластических компонентов и, напротив, возрастание содержания кремнистых (в меньшей мере — карбонатных) биогенных остатков.

По данным рентгеноструктурного анализа основная глинистая масса осадков (керны 2—5) представлена двумя главными компонентами, присутствующими примерно в равных пропорциях: а) гидрослюдой, смешаннослойной фазой слюда-монтмориллонит, содержащей небольшое количество (< 10%) разбухающих слоев; б) Mg, Fe-

хлоритом. В относительно малых количествах содержится весьма тонкодисперсная, плохо окристаллизованная неупорядоченная смешаннослойная фаза монтмориллонита. В примесных количествах встречаются кварц и полевые шпаты.

Химический состав и скорости накопления осадков этого этапа (см. табл. 8—14, рис. 7—12) меняются в сравнительно ограниченных пределах и мало отличны от типичных пелагических глинисто-кремнистых илов открытого океана.

Накопление осадков происходило в условиях, близких к современным, т. е. к условиям северной олиготрофной зоны Тихого океана, при глубинах ниже современного уровня карбонатной компенсации. Наличие незначительной примеси кварца и полевых шпатов в осадках может служить критерием поставки золотых, терригенных компонентов. Происхождение глинистых компонентов менее очевидно. Они представлены преимущественно гидрослюдистыми и Mg, Fe-хлоритовыми минералами, которые могут рассматриваться как крайние члены в ряду глубокого преобразования гялопелитового, тонкого вулканокластического материала в морской среде.

* * *

Таким образом, на основании изучения химического состава мезозойских и кайнозойских осадков, пробуренных скв. 464 в северной части возвышенности Хесса, особенностей распределения химических компонентов в разрезе, форм их нахождения, установленных при помощи факторного анализа и рассматриваемых в контексте с данными по минералогии и литологии, скоростей аккумуляции осадков и химических компонентов в геохимической истории постюрской седиментации района выделяются три главных этапа, на которые приходятся наиболее существенные фазы развития, отражающие общую эволюцию бассейна: начальная (поздний апт—ранний альб) и промежуточная (время нахождения района в экваториальной зоне высокой биологической продуктивности; средний альб—сеноман), составляющие первый этап; затем — фаза локального накопления тонких вулканогенных осадков (поздний мел (турон?) — средний миоцен), составляющая второй этап, и, наконец, фаза открытой океанской седиментации (поздний миоцен—плейстоцен), составляющая последний, третий этап.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПОСТЮРСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ЮЖНОМ РАЙОНЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ ХЕССА, СКВ. 465, 465А

В данном разделе рассматриваются основные черты геохимической истории седиментации южного района возвышенности Хесса, которые зафиксированы в химическом и минеральном составе осадков, вскрытых скв. 465 и 465А. При их исследовании в Геологическом институте АН СССР были использованы те же методы, что и при исследовании материалов скв. 463 и 464.

Используемые при интерпретации данных химического анализа определения глинистых минералов во фракции $< 0,001$ мм приводятся по данным П.П. Тимофеева, М.А. Ратеева и В.И. Колорулина [Проблемы литологии. . . , 1983]. Наряду с этим все химически проанализированные образцы были изучены при помощи дифрактометрии с полагающимися обработками для выявления их общего фазового состава (природные препараты).

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КОМПОНЕНТОВ

Как и в предыдущих случаях, в основу выделения парагенетических ассоциаций химических компонентов положены результаты обработки по методу факторного анализа как собственно данных химического анализа, представленных в весовых процентах, пересчитанных на воздушно-сухую навеску, так и результатов пересчета этих данных на БТККВ. Выявленные парагенетические группировки интерпретировались в общем контексте данных по минералогии и литологии осадков, возможных геохимических условий их формирования.

**Ассоциации, выявляемые на основе данных
химического анализа (табл. 15—17; рис. 13)**

Ассоциация IA (+): SiO₂ (0,39), Al₂O₃ (0,59), MgO (0,55), C_{орг} (0,75), Fe (0,12), P (0,49), Cr (0,48), Ni (0,60), V (0,90), Cu (0,81), Mo (0,87). Эта ассоциация представлена алюмосиликатными компонентами, присутствующими в форме базальтовой вулканокластики, в значительной мере измененной в монтмориллонит-иллитовые минералы. Для ассоциации характерно наличие тесно связанных C_{орг}, P и ряда тяжелых металлов: Cr, Ni, V, Cu, Mo.

Распространение рассматриваемой группировки компонентов весьма четко ограничено в разрезе (см. рис. 13) слоистыми известняками позднего альба—раннего сеномана, существенно обогащенными базальтовой вулканокластикой и рассеянным сапропелевидным органическим веществом.

Ассоциация IB (-): CaO (-0,23), Na₂O (-0,77), CO₂ (-0,17). Она представлена карбонатом кальция, присутствующим в форме неконсолидированных биогенных остатков: наннофоссилий, фораминифер, микрита. Как правило, с таким почти неизменным карбонатом кальция тесно связан Na, заимствуемый из морской воды. Обращает на себя внимание четкая стратиграфическая локализация этой группировки в разрезе (см. рис. 13): наннопланктонные илы и фораминиферово-наннопланктонные илы позднего кампана—плейстоцена.

Таблица 15
Химический состав отложений мезозоя и кайнозоя скв. 465 и 465А
(вес. % в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂
2-1-108-110	5,75	1,57	0,74	49,46	0,42	0,01	1,28	0,51	38,95
3-2-110-112	0,44	0,01	0,15	54,84	0,41	0,02	1,08	0,15	41,75
4-2-10-12	0,26	0,05	0,06	54,92	0,42	0,01	1,08	0,15	43,46
5-2-70-72	1,45	0,16	0,06	53,78	0,22	0,06	1,35	0,20	41,35
1-1-104-106 (A)	2,52	0,10	0,20	52,51	0,07	0,04	1,45	0,31	40,60
6-2-98-100	0,57	0,05	0,19	54,07	Нет	0,04	1,27	0,25	42,35
3-1-118-120 (A)	0,72	0,10	0,20	52,84	"	0,02	0,54	0,25	42,30
10-5-93-95	2,61	0,16	0,20	52,64	0,09	0,01	1,18	0,25	40,55
9-4-105-107 (A)	0,06	0,05	0,07	53,88	Нет	0,01	1,64	0,20	42,20
10-1-64-68 (A)	Нет	Нет	0,35	53,96	"	0,01	1,45	0,83	42,35
11-1-26-30 (A)	0,91	0,02	0,20	52,74	"	0,02	1,45	0,83	41,80
12-1-70-74 (A)	0,42	0,08	0,20	54,39	"	0,01	0,77	0,14	42,85
15-1-120-122 (A)	0,30	0,08	0,20	54,20	0,34	0,02	1,06	0,14	42,15
16-4-80-82 (A)	0,32	0,06	0,52	54,21	0,17	0,02	1,06	0,09	40,25
17-1-140-142 (A)	Нет	0,02	0,20	54,18	0,52	0,02	1,06	0,09	41,55
18-1-136-138 (A)	0,32	0,06	0,13	54,06	0,26	0,01	1,06	0,14	42,95
19-2-146-148 (A)	0,70	0,01	0,13	53,80	0,35	0,01	1,16	0,09	41,60
20-1-94-96 (A)	0,08	0,06	0,13	54,36	0,34	0,01	1,06	0,09	41,85
26-1-57-58 (A)	0,46	0,31	0,13	53,87	0,44	0,01	0,53	0,15	42,45
27-1-76-77 (A)	0,66	0,04	0,37	53,58	0,26	0,01	0,53	0,10	41,80
28-1-81-82 (A)	3,02	0,83	0,35	48,62	0,18	0,02	0,68	0,31	37,60
29-1-81-82 (A)	17,67	6,13	3,58	36,70	1,23	0,05	1,52	0,61	27,10
30-1-70-71 (A)	0,54	0,12	0,22	54,00	0,35	0,01	0,53	0,10	42,35
32-1-58-59 (A)	0,98	0,26	0,13	53,88	0,18	0,01	0,53	0,20	41,95
33-1-15-16 (A)	1,63	0,53	0,22	52,71	0,35	0,01	0,60	0,15	41,25
34-1-41-42 (A)	0,62	0,28	0,13	54,19	0,18	Нет	0,53	0,15	42,55
36-2-92-93 (A)	1,95	0,57	0,26	50,76	0,44	0,01	0,60	0,25	40,00
37-2-74-75 (A) *	4,36	1,31	0,33	46,39	0,35	0,01	0,76	0,51	35,85
38-1-73-74 (A)	3,74	0,90	0,33	48,46	0,44	0,01	0,85	0,46	38,65
39-1-113-114 (A)	2,24	0,56	0,26	50,15	0,44	0,01	0,85	0,31	39,40
40-2-42-43 (A)	2,59	0,85	0,55	51,35	0,71	0,13	0,68	0,31	40,10

* P₂O₅ определялся в двух порциях образца.

Ассоциация IIA (+): SiO₂ (0,65), Al₂O₃ (0,60), Na₂O (0,32), K₂O (0,74), Fe (0,73), Mn (0,41), P (0,63), Ni (0,40), V (0,30), Cu (0,17), Ga (0,32), Mo (0,28). Это – алюмосиликатная фаза, представленная преимущественно смешаннослойными образованиями типа монтмориллонит-иллит, с которыми тесно связаны P и набор тяжелых металлов: Ni, V, Ga, Mo.

Преимущественное развитие этой ассоциации среди слоистых известняков позднего альба (обр. 29–1–81–82, 37–2–74–75), существенно обогащенных тонкой базальтовой вулканокластикой, можно интерпретировать как свидетельство о том, что рассматриваемая группа компонентов представляет собой продукты изменения (гидрослююдизации, смектитизации) вулканогенных компонентов.

Ассоциация IIB (–): CaO (–0,91), CO₂ (–0,88), C_{орг} (–0,18), Co (–0,52). Она представлена карбонатом кальция, с которым не очень сильно связаны C_{орг} и Co.

Ассоциация развита главным образом в нижней части серии I (ниже обр. 9–4–105–107; глубина 120,55 м) и среди пород серии II (слоистые известняки, см. рис. 13).

Изучение шлифов под микроскопом и сопоставление с ассоциацией IIB (–) позволяют считать, что рассматриваемая группировка представлена преимущественно продуктами перекристаллизации исходного биогенного карбоната кальция в ходе его эпигенетического преобразования. Этот вывод согласуется с данными бортовых определений плотности [см. Initial Reports... , 1981]: для серии I ниже керна 10 (134–

С	P ₂ O ₅	Fe _{вал}	Mn _{вал}	P _{вал}	n · 10 ⁻⁴									
					Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	
Нет	0,07	0,52	0,01	0,03	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,07	0,10	0,01	0,03	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,06	0,04	0,01	0,04	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,14	0,04	0,05	0,06	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,10	0,14	0,03	0,04	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,09	0,13	0,03	0,04	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,10	0,14	0,02	0,04	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,03	0,14	0,01	0,01	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,004	0,05	0,01	0,002	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,004	0,24	0,01	0,002	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,03	0,14	0,02	0,01	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	Нет	0,14	0,01	Нет	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,04	0,14	0,02	0,02	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,02	0,36	0,02	0,01	< 10	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	Нет	0,14	0,02	Нет	< 10	< 10	< 15	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,02	0,09	0,01	0,01	< 10	< 10	< 15	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,03	0,09	0,01	0,01	< 10	< 10	< 15	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
"	0,03	0,09	0,01	0,01	< 10	< 10	< 15	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	< 1,5	
0,88	0,04	0,09	0,01	0,02	10	< 10	49	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	2,8	
0,83	0,08	0,26	0,01	0,03	11	11	35	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	2,8	
1,93	0,14	0,24	0,02	0,06	15	12	72	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	3,7	
0,03	0,73	2,50	0,04	0,32	< 10	< 10	41	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	2,1	
0,71	0,04	0,15	0,01	0,02	< 10	< 10	56	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	2,1	
0,57	0,03	0,09	0,01	0,01	< 10	< 10	59	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	3,1	
1,15	0,07	0,15	0,01	0,03	< 10	< 10	66	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	4,3	
0,65	0,06	0,09	Нет	0,03	< 10	< 10	58	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	5,1	
1,12	0,18	0,18	0,01	0,08	< 10	20	260	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	9,9	
Нет	0,25	0,23	0,01	0,11	13	49	> 500	30	< 10	< 10	< 5	< 1	16,2	
"	(0,33)			(0,14)										
"	0,30	0,23	0,01	0,13	< 10	38	280	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	16	
2,42	0,23	0,18	0,01	0,10	< 10	15	210	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	7,3	
0,54	0,10	0,38	0,10	0,04	< 10	< 10	155	< 20	< 10	< 10	< 5	< 1	5,8	

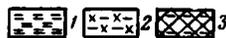
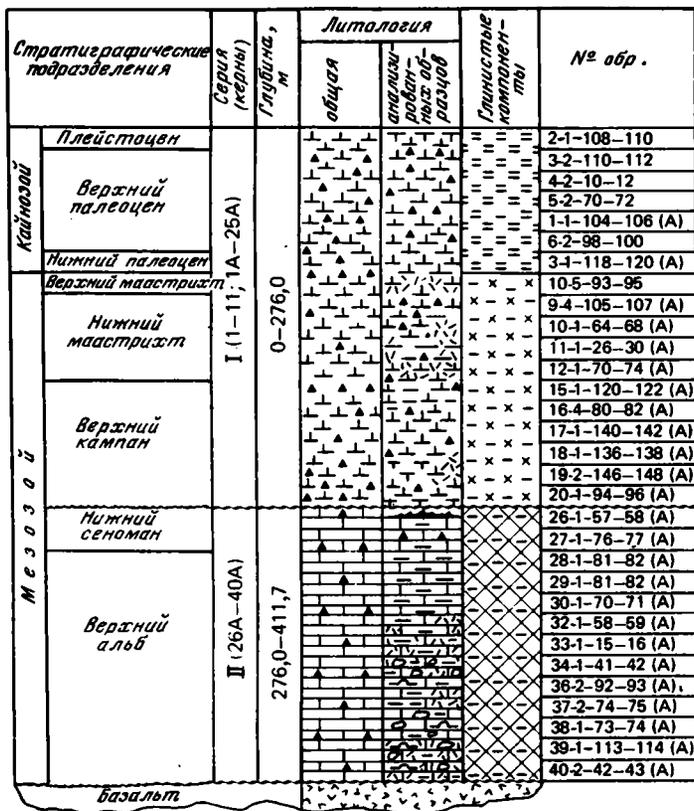


Рис. 13. Стратиграфическое распределение факторных значений главных парагенетических ассоциаций химических компонентов в разрезе постюрских отложений скв. 465 и 465А

Глинистые компоненты (к рис. 13-14): 1 - полиминеральная ассоциация, представленная иллитом, хлоритом, малой примесью монтмориллонита; 2 - ассоциация, представленная Fe(Al)-монтмориллонитом с небольшой примесью иллита, хлорита, Fe-монтмориллонита в отдельных прослоях, для которой характерно наличие цеолита (гейландита) и кремнистых выделений, сложных кристаллитов-тридимитом; 3 - ассоциация, представленная Al-монтмориллонитом с малой примесью иллита, присутствует кварц

Литология - см. на рис. 2

276 м) среднее значение плотности составляет $1,6 \pm 0,02 \text{ г/см}^3$; для серии II (276-411,7 м) - $2,22 \text{ г/см}^3$, тогда как для более высоких горизонтов (0-135 м) средняя плотность - $1,54 \pm 0,04 \text{ г/см}^3$. Однако процесс перекристаллизации биогенного карбоната носил неравномерный характер (интервал 120,55-134,0 м - зона промежуточных плотностей). Наличие примеси глинистых компонентов, органического вещества оказывало на перекристаллизацию ингибирующее влияние, особенно в нижних частях серии II (см. рис. 13).

Ассоциация IIIA (+): $\text{K}_2\text{O} (-0,19)$, $\text{Ni} (0,38)$, $\text{Pb} (0,77)$. Она представлена гидрослюдастыми, калиевополевошпатовыми компонентами, обогащенными Ni и Pb.

Примечательно, что интервалы выраженного развития этой ассоциации наблюдаются в нижней половине отложений раннего альба (см. рис. 13) и в осадках нижнего маастрихта. Эти отложения характеризуются заметной обогащенностью глинистыми компонентами, развитыми по основной вулканокластике, причем в породах раннего альба максимум содержания базальтоидных вулканокластических компонентов (ас-

Т а б л и ц а 16
Результаты факторного анализа (F-анализа) химических компонентов
отложений мезозоя и кайнозоя скв. 465 и 465А

Компонент	Факторные нагрузки после вращения			Компонент	Факторные нагрузки после вращения		
	Фактор I	Фактор II	Фактор III		Фактор I	Фактор II	Фактор III
SiO ₂	0,39	0,65		Cr	0,48		
Al ₂ O ₃	0,59	0,60	- 0,32	Ni	0,60	0,40	0,38
CaO	- 0,23	- 0,91		V	0,90	0,30	
MgO	0,55		- 0,51	Cu	0,81	0,17	
Na ₂ O	- 0,77	0,32		Co		- 0,52	- 0,47
K ₂ O	- 0,07	0,74	0,19	Pb			0,77
CO ₂	- 0,17	- 0,88		Ga		0,32	- 0,34
C _{орг}	0,75	- 0,18		Mo	0,87	0,28	
Fe	0,12	0,73		Вклад в дисперсию, %	34,75	17,06	9,66
Mn		0,41	- 0,51	Суммарная дисперсия, %	34,75	51,81	61,48
P	0,49	0,63					

Т а б л и ц а 17
Стратиграфическое распределение значений факторов для химических компонентов
отложений мезозоя и кайнозоя скв. 465 и 465А

№ обр.	Стратиграфическое подразделение	Факторные значения после вращения		
		Фактор I	Фактор II	Фактор III
2-1-108-110	Плейстоцен	- 0,63	0,97	- 1,34
3-2-110-112	Верхний палеоцен	- 0,76	- 0,27	- 0,74
4-2-10-12	То же	- 0,47	- 0,86	- 0,20
5-2-70-72	"	- 0,83	0,01	- 1,68
1-1-104-106 (A)	"	- 1,00	0,43	- 1,23
6-2-98-100	"	- 1,29	0,42	0,91
3-1-118-120 (A)	Нижний палеоцен	- 0,71	0,31	0,83
10-5-93-95	Верхний мавстрихт	- 0,75	0,10	0,03
9-4-105-107 (A)	Нижний мавстрихт	- 1,08	- 0,64	1,23
10-1-64-68 (A)	То же	- 1,37	- 0,24	1,32
11-1-26-30 (A)	"	- 1,50	0,85	1,33
12-170-74 (A)	"	- 0,53	- 0,58	0,78
15-1-120-122 (A)	Верхний кампан	- 0,64	- 0,38	- 1,30
16-4-90-82 (A)	То же	- 0,75	- 0,38	- 0,54
17-1-140-142 (A)	"	- 0,41	- 0,78	- 0,06
18-1-136-138 (A)	"	- 0,41	- 0,31	1,04
19-2-146-148 (A)	"	- 0,31	- 0,67	0,12
20-1-94-96 (A)	"	0,26	- 1,02	- 0,90
26-1-57-58 (A)	Нижний сеноман	0,96	- 0,87	- 0,23
27-1-76-77 (A)	То же	0,85	- 0,71	- 0,10
28-1-81-82 (A)	Верхний альб	1,23	0,65	- 0,12
29-1-81-82 (A)	То же	- 0,47	3,81	- 0,95
30-1-70-71 (A)	"	0,99	- 1,12	0,29
32-1-58-59 (A)	"	0,87	- 0,88	- 0,04
33-1-15-16 (A)	"	1,02	- 0,55	- 1,25
34-1-41-42 (A)	"	1,19	- 1,00	0,53
36-2-92-93 (A)	"	1,67	0,11	0,19
37-2-74-75 (A)	"	1,92	1,88	2,06
38-1-73-74 (A)	"	1,36	1,12	0,87
39-1-113-114 (A)	"	1,38	0,14	- 0,13
40-2-42-43 (A)	"	0,72	0,45	- 2,20

базальтами, на границе серий II и III, где имеет место значительное эксгальционно-гидротермальное воздействие (обр. 40–2–42–43А). На других уровнях разреза эта группировка представляет собой продукты глубокого изменения базальтовой вулканокластики (см. рис. 13).

Ассоциации, выявляемые на основе данных химического анализа, пересчитанных на БТККВ (табл. 18–20; рис. 14)

Ассоциация IA (+): CaO (0,24), Fe (0,30), Mn (0,13). Данная группировка представлена избыточными количествами извести и Fe, в меньшей мере – Mn. Наиболее значимые величины факторных нагрузок этой ассоциации соответствуют аналогичным параметрам рассмотренной выше ассоциации IIA (+) (см. рис. 13), что позволяет интерпретировать такой набор компонентов как свидетельство о наличии специфичной кальциево-железистой смектитовой фазы – продукта изменения базальтовой вулканокластики. Подобное толкование не противоречит имеющимся данным по минералогии.

Ассоциация IB (–): Na₂O (–0,41), K₂O (–0,80), Cr (–0,90), Ni (–0,89), V (–0,78), Cu (–0,96), Co (–0,89), Pb (–0,89), Ga (–0,94), Ge (–0,80), Mo (–0,67). Данная группировка компонентов является кластером-антагонистом, проявляющимся как разбавитель в общем парагенетическом наборе с ассоциацией IA (+). Если считать, что обе ассоциации представлены смешаннослойными образованиями монтмориллонит-гидрослюда (см. также ассоциацию IIA (+) на рис. 13), то группировка компонентов

Т а б л и ц а 18
Химический состав отложений мезозоя и кайнозоя скв. 465 и 465А
(вес. % в пересчете на БТККВ)

№ обр.	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe _{вал}	Mn _{вал}	P _{вал}	Cr
2–1–108–110	Нет	13,182	65,316	15,775	4,214	Нет	1,297	0,011
3–2–110–112	47,695	11,997	31,665	4,371	2,875	0,292	0,879	0,029
4–2–10–12	Нет	8,645	77,661	10,302	Нет	Нет	2,867	0,070
5–2–70–72	36,219	6,975	46,371	6,146	0,449	1,554	2,051	0,031
1–1–104–106 (A)	27,132	2,149	52,662	10,780	4,480	1,082	1,442	0,035
6–2–98–100	4,682	Нет	70,671	13,543	6,800	1,661	2,218	0,054
3–1–118–120 (A)	Нет	"	65,437	28,812	Нет	Нет	4,835	0,116
10–5–93–95	36,532	2,834	46,177	8,976	4,448	0,374	0,370	0,035
9–4–105–107 (A)	4,299	Нет	82,843	9,761	2,124	0,496	0,091	0,049
10–1–64–68 (A)	Нет	"	57,454	32,888	9,272	Нет	0,079	0,040
11–1–26–30 (A)	"	"	63,176	36,057	Нет	"	0,432	0,043
12–1–70–74 (A)	"	"	84,869	14,293	"	"	Нет	0,106
15–1–120–122 (A)	21,552	15,374	40,049	5,992	5,852	0,915	0,915	0,045
16–4–80–82 (A)	63,176	3,553	23,042	1,788	7,630	0,432	0,214	0,021
17–1–140–142 (A)	39,992	16,994	34,743	2,854	4,495	0,653	Нет	0,032
18–1–136–138 (A)	Нет	Нет	87,580	10,937	Нет	Нет	0,812	0,080
19–2–146–148 (A)	31,195	14,012	46,556	3,573	3,533	0,400	0,400	0,040
20–1–94–96 (A)	39,001	12,859	40,816	3,166	3,089	0,378	0,378	0,037
26–1–57–58 (A)	Нет	32,048	53,690	11,133	Нет	Нет	1,977	0,083
27–1–76–77 (A)	20,092	17,319	36,719	6,359	17,116	0,670	2,016	0,073
28–1–81–82 (A)	33,011	5,241	38,734	11,747	6,024	1,024	3,434	0,066
29–1–81–82 (A)	22,958	11,727	26,867	Нет	31,618	0,410	6,393	Нет
30–1–70–71 (A)	0,179	30,139	46,953	7,423	11,626	0,859	1,744	0,080
32–1–58–59 (A)	28,681	11,833	40,592	12,852	3,605	0,705	0,705	0,070
33–1–15–16 (A)	3,666	26,668	52,785	6,965	5,498	0,733	2,566	0,064
34–1–41–42 (A)	Нет	18,142	62,949	13,515	0,365	Нет	3,531	0,110
36–2–92–93 (A)	"	14,655	57,224	17,048	Нет	"	7,776	0,070
37–2–74–75 (A)	24,728	10,819	37,359	17,480	0,480	0,320	5,596	0,032
38–1–73–74 (A)	Нет	Нет	61,903	25,634	Нет	Нет	9,641	0,038
39–1–113–114 (A)	"	23,736	51,942	14,607	1,826	"	6,170	0,044
40–2–42–43 (A)	4,614	31,886	33,286	9,955	12,236	5,029	1,918	0,031

Таблица 18 (окончание)

№ обр.	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
2-1-108-110	0,011	0,027	0,054	0,043	0,043	0,016	0,004	0,007
3-2-110-112	0,029	0,044	0,044	0,029	0,029	0,015	0,003	0,004
4-2-10-12	0,071	0,081	0,107	0,072	0,072	0,035	0,007	0,011
5-2-70-72	0,031	0,048	0,034	0,034	0,034	0,017	0,003	0,005
1-1-104-106 (A)	0,035	0,052	0,053	0,036	0,036	0,017	0,004	0,005
6-2-98-100	0,055	0,082	0,083	0,055	0,055	0,027	0,006	0,008
3-1-118-120 (A)	0,116	0,175	0,179	0,121	0,121	0,059	0,012	0,018
10-5-93-95	0,035	0,055	0,057	0,039	0,039	0,019	0,004	0,006
9-4-105-107 (A)	0,050	0,074	0,075	0,050	0,050	0,025	0,005	0,008
10-1-64-68 (A)	0,040	0,059	0,059	0,040	0,040	0,020	0,004	0,006
11-1-26-30 (A)	0,043	0,065	0,065	0,043	0,043	0,022	0,004	0,007
12-1-70-74 (A)	0,106	0,161	0,164	0,110	0,110	0,054	0,011	0,017
15-1-120-122 (A)	0,045	0,067	0,068	0,046	0,046	0,023	0,005	0,007
16-4-80-82 (A)	0,021	0,032	0,032	0,022	0,022	0,011	0,002	0,003
17-1-140-142 (A)	0,032	0,049	0,065	0,033	0,033	0,016	0,003	0,005
18-1-136-138 (A)	0,080	0,121	0,164	0,082	0,082	0,041	0,008	0,012
19-2-146-148 (A)	0,040	0,060	0,080	0,040	0,040	0,020	0,004	0,006
20-1-94-96 (A)	0,037	0,056	0,076	0,038	0,038	0,019	0,004	0,006
26-1-57-58 (A)	0,094	0,489	0,198	0,101	0,101	0,047	0,010	0,029
27-1-76-77 (A)	0,073	0,235	0,135	0,067	0,067	0,033	0,007	0,019
28-1-81-82 (A)	0,048	0,404	0,108	0,054	0,054	0,024	0,005	0,022
29-1-81-82 (A)	Нет	0,002	0,004	0,009	0,009	Нет	Нет	0,002
30-1-70-71 (A)	0,080	0,492	0,176	0,089	0,089	0,043	0,009	0,019
32-1-58-59 (A)	0,070	0,447	0,149	0,076	0,076	0,036	0,078	0,024
33-1-15-16 (A)	0,064	0,577	0,165	0,082	0,082	0,037	0,008	0,038
34-1-41-42 (A)	0,110	0,682	0,231	0,188	0,118	0,056	0,012	0,062
36-2-92-93 (A)	0,169	2,552	0,179	0,090	0,090	0,040	0,009	0,098
37-2-74-75 (A)	0,229	2,617	0,139	0,048	0,048	0,016	0,005	0,086
38-1-73-74 (A)	0,260	2,097	0,130	0,069	0,069	0,031	0,007	0,122
39-1-113-114 (A)	0,076	1,297	0,113	0,057	0,057	0,025	0,006	0,045
40-2-42-43 (A)	0,076	0,773	0,093	0,047	0,057	0,021	0,005	0,030

Таблица 19
 Результаты факторного анализа (F-анализа) химических компонентов
 (в пересчете на БТКВ) отложенный мезозоя
 и кайнозоя скв. 485 и 485А

Компонент	Факторные нагрузки после вращения			Компонент	Факторные нагрузки после вращения		
	Фактор I	Фактор II	Фактор III		Фактор I	Фактор II	Фактор III
CaO	0,24	0,91	- 0,16	Cu	- 0,96		
MgO		0,62	0,49	Co	- 0,89	- 0,36	
Na ₂ O	- 0,41	- 0,73		Pb	- 0,89	- 0,36	
K ₂ O	- 0,80			Ga	- 0,94		
Fe	0,30	0,80		Ge	- 0,80		
Mn	0,13	0,92	- 0,14	Mo	- 0,67	- 0,20	0,63
P		- 0,04	0,82	Вклад в дисперсию, %	58,25	15,56	9,82
Cr	- 0,94		- 0,16	Суммарная дисперсия, %	58,25	73,81	83,63
Ni	- 0,89						
V	- 0,78	- 0,05	0,53				

Таблица 20

Стратиграфическое распределение значений факторов
для химических компонентов (в пересчете на БТКВ) отложенных мезозоя
и кайнозоя скв. 465 и 465А

№ обр.	Стратиграфическое подразделение	Факторные значения после вращения		
		Фактор I	Фактор II	Фактор III
2-1-108-110	Плейстоцен	1,08	1,00	0,18
3-2-110-112	Верхний палеоцен	0,68	0,78	- 0,22
4-2-10-12	То же	- 0,02	- 1,32	0,26
5-2-70-72	"	0,60	0,52	- 0,23
1-1-104-106 (A)	"	0,33	0,58	- 0,52
6-2-98-100	"	- 0,23	0,15	- 0,99
3-1-118-120 (A)	Нижний палеоцен	- 0,76	- 1,46	- 0,12
10-5-93-95	Верхний маастрихт	0,24	0,63	- 0,67
9-4-105-107 (A)	Нижний маастрихт	- 0,12	- 0,11	- 1,68
10-1-64-68 (A)	То же	0,47	- 0,99	- 1,27
11-1-26-30 (A)	"	0,57	- 1,69	- 0,75
12-1-70-74 (A)	"	- 0,91	- 1,41	- 2,12
15-1-120-122 (A)	Верхний кампан	- 0,02	0,79	- 0,37
16-4-80-82 (A)	То же	1,11	0,95	- 0,47
17-1-140-142 (A)	"	0,23	1,06	- 1,74
18-1-136-138 (A)	"	- 0,27	- 1,70	- 0,63
19-2-146-148 (A)	"	0,17	0,71	- 0,49
20-1-94-96 (A)	"	0,24	0,77	- 0,43
26-1-57-58 (A)	Нижний сеноман	- 0,65	- 0,86	0,91
27-1-76-77 (A)	То же	- 0,69	1,18	0,29
28-1-81-82 (A)	Верхний альб	- 0,43	1,02	0,45
29-1-81-82 (A)	То же	4,36	- 0,07	1,32
30-1-70-71 (A)	"	- 0,96	0,83	0,33
32-1-58-59 (A)	"	- 1,32	1,28	0,08
33-1-15-16 (A)	"	- 0,85	0,82	0,61
34-1-41-42 (A)	"	- 1,02	- 0,53	1,03
36-2-92-93 (A)	"	- 0,69	- 0,93	1,82
37-2-74-75 (A)	"	- 0,49	0,81	1,62
38-1-73-74 (A)	"	- 0,31	- 1,52	1,40
39-1-113-114 (A)	"	- 0,10	- 0,50	1,55
40-2-42-43 (A)	"	- 0,21	1,21	0,85

IV (-) (см. рис. 14) отражает распространение в разрезе собственно гидрослюдистых пакетов и связанных с этой фазой тяжелых металлов. Преимущественное развитие ассоциации в породах верхнего альба—нижнего сеномана, обогащенных базальтовой вулканокластикой, косвенно свидетельствует о ее эпигенетическом происхождении.

Ассоциация IIA (+): CaO (0,91), MgO (0,62), Fe (0,80), Mn (0,92). Она представлена глубоко измененной базальтовой вулканокластикой и развитыми по ней выделениями, корками, обрастаниями гидроокислов Mn и Fe. Развита эта ассоциация преимущественно в породах верхнего альба—нижнего сеномана и верхнего кампана.

Ассоциация IV (-): Na₂O (-0,73), Co (-0,36), Pb (-0,36). Рассматриваемая группировка компонентов является кластером-антагонистом относительно ассоциации IIA (+). Можно полагать, что ассоциация IIB (-) представлена относительно обогащенными Na₂O вулканокластическими компонентами, с которыми довольно умеренно связаны Co и P. Снятие разбавляющего эффекта карбонатных и кремнистых компонентов позволяет выявить относительно равномерное распространение группировок IIA (+) и IIB (-) в разрезе.

Ассоциация IIIA (+): MgO (0,49), P (0,82), V (0,53), Mo (0,63). Она представлена набором избыточных (против принятой нормы) компонентов, распространение которых четко ограничено породами верхнего альба—нижнего сеномана (см. рис. 14). Аналогичное распространение в разрезе, как отмечалось, имеет группировка IA (+)

Таблица 18 (окончание)

№ обр.	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
2-1-108-110	0,011	0,027	0,054	0,043	0,043	0,016	0,004	0,007
3-2-110-112	0,029	0,044	0,044	0,029	0,029	0,015	0,003	0,004
4-2-10-12	0,071	0,081	0,107	0,072	0,072	0,035	0,007	0,011
5-2-70-72	0,031	0,048	0,034	0,034	0,034	0,017	0,003	0,005
1-1-104-106 (A)	0,035	0,052	0,053	0,036	0,036	0,017	0,004	0,005
6-2-98-100	0,055	0,082	0,083	0,055	0,055	0,027	0,006	0,008
3-1-118-120 (A)	0,116	0,175	0,179	0,121	0,121	0,059	0,012	0,018
10-5-93-95	0,035	0,055	0,057	0,039	0,039	0,019	0,004	0,006
9-4-105-107 (A)	0,050	0,074	0,075	0,050	0,050	0,025	0,005	0,008
10-1-64-68 (A)	0,040	0,059	0,059	0,040	0,040	0,020	0,004	0,006
11-1-26-30 (A)	0,043	0,065	0,065	0,043	0,043	0,022	0,004	0,007
12-1-70-74 (A)	0,106	0,161	0,164	0,110	0,110	0,054	0,011	0,017
15-1-120-122 (A)	0,045	0,067	0,068	0,046	0,046	0,023	0,005	0,007
16-4-80-82 (A)	0,021	0,032	0,032	0,022	0,022	0,011	0,002	0,003
17-1-140-142 (A)	0,032	0,049	0,065	0,033	0,033	0,016	0,003	0,005
18-1-136-138 (A)	0,080	0,121	0,164	0,082	0,082	0,041	0,008	0,012
19-2-146-148 (A)	0,040	0,060	0,080	0,040	0,040	0,020	0,004	0,006
20-1-94-96 (A)	0,037	0,056	0,076	0,038	0,038	0,019	0,004	0,006
26-1-57-58 (A)	0,094	0,489	0,198	0,101	0,101	0,047	0,010	0,029
27-1-76-77 (A)	0,073	0,235	0,135	0,067	0,067	0,033	0,007	0,019
28-1-81-82 (A)	0,048	0,404	0,108	0,054	0,054	0,024	0,005	0,022
29-1-81-82 (A)	Нет	0,002	0,004	0,009	0,009	Нет	Нет	0,002
30-1-70-71 (A)	0,080	0,492	0,176	0,089	0,089	0,043	0,009	0,019
32-1-58-59 (A)	0,070	0,447	0,149	0,076	0,076	0,036	0,078	0,024
33-1-15-16 (A)	0,064	0,577	0,165	0,082	0,082	0,037	0,008	0,038
34-1-41-42 (A)	0,110	0,682	0,231	0,188	0,118	0,056	0,012	0,062
36-2-92-93 (A)	0,169	2,552	0,179	0,090	0,090	0,040	0,009	0,098
37-2-74-75 (A)	0,229	2,617	0,139	0,048	0,048	0,016	0,005	0,086
38-1-73-74 (A)	0,260	2,097	0,130	0,069	0,069	0,031	0,007	0,122
39-1-113-114 (A)	0,076	1,297	0,113	0,057	0,057	0,025	0,006	0,045
40-2-42-43 (A)	0,076	0,773	0,093	0,047	0,057	0,021	0,005	0,030

Таблица 19
 Результаты факторного анализа (F-анализа) химических компонентов
 (в пересчете на БТККВ) отложенный мезозоя
 и кайнозоя скв. 465 и 465А

Компонент	Факторные нагрузки после вращения			Компонент	Факторные нагрузки после вращения		
	Фактор I	Фактор II	Фактор III		Фактор I	Фактор II	Фактор III
CaO	0,24	0,91	-0,16	Cu	-0,96		
MgO		0,62	0,49	Co	-0,89	-0,36	
Na ₂ O	-0,41	-0,73		Pb	-0,89	-0,36	
K ₂ O	-0,80			Ga	-0,94		
Fe	0,30	0,80		Ge	-0,80		
Mn	0,13	0,92	-0,14	Mo	-0,67	-0,20	0,63
P		-0,04	0,82	Вклад в дисперсию, %	58,25	15,56	9,82
Cr	-0,94		-0,16	Суммарная дисперсия, %	58,25	73,81	83,63
Ni	-0,89						
V	-0,78	-0,05	0,53				

Таблица 20
Стратиграфическое распределение значений факторов
для химических компонентов (в пересчете на БТККВ) отложенный мезозой
и кайнозой скв. 466 и 466А

№ обр.	Стратиграфическое подразделение	Факторные значения после вращения		
		Фактор I	Фактор II	Фактор III
2-1-108-110	Плейстоцен	1,08	1,00	0,18
3-2-110-112	Верхний палеоцен	0,68	0,78	- 0,22
4-2-10-12	То же	- 0,02	- 1,32	0,26
5-2-70-72	"	0,60	0,52	- 0,23
1-1-104-106 (A)	"	0,33	0,58	- 0,52
6-2-98-100	"	- 0,23	0,15	- 0,99
3-1-118-120 (A)	Нижний палеоцен	- 0,76	- 1,46	- 0,12
10-5-93-95	Верхний маастрихт	0,24	0,63	- 0,67
9-4-105-107 (A)	Нижний маастрихт	- 0,12	- 0,11	- 1,68
10-1-64-68 (A)	То же	0,47	- 0,99	- 1,27
11-1-26-30 (A)	"	0,57	- 1,69	- 0,75
12-1-70-74 (A)	"	- 0,91	- 1,41	- 2,12
15-1-120-122 (A)	Верхний кампан	- 0,02	0,79	- 0,37
16-4-80-82 (A)	То же	1,11	0,95	- 0,47
17-1-140-142 (A)	"	0,23	1,06	- 1,74
18-1-136-138 (A)	"	- 0,27	- 1,70	- 0,63
19-2-146-148 (A)	"	0,17	0,71	- 0,49
20-1-94-96 (A)	"	0,24	0,77	- 0,43
26-1-57-58 (A)	Нижний сеноман	- 0,65	- 0,86	0,91
27-1-76-77 (A)	То же	- 0,69	1,18	0,29
28-1-81-82 (A)	Верхний альб	- 0,43	1,02	0,45
29-1-81-82 (A)	То же	4,36	- 0,07	1,32
30-1-70-71 (A)	"	- 0,96	0,83	0,33
32-1-58-59 (A)	"	- 1,32	1,28	0,08
33-1-15-16 (A)	"	- 0,85	0,82	0,61
34-1-41-42 (A)	"	- 1,02	- 0,53	1,03
36-2-92-93 (A)	"	- 0,69	- 0,93	1,82
37-2-74-75 (A)	"	- 0,49	0,81	1,62
38-1-73-74 (A)	"	- 0,31	- 1,52	1,40
39-1-113-114 (A)	"	- 0,10	- 0,50	1,55
40-2-42-43 (A)	"	- 0,21	1,21	0,85

IV (-) (см. рис. 14) отражает распространение в разрезе собственно гидрослюдистых пакетов и связанных с этой фазой тяжелых металлов. Преимущественное развитие ассоциации в породах верхнего альба—нижнего сеномана, обогащенных базальтовой вулканокластикой, косвенно свидетельствует о ее эпигенетическом происхождении.

Ассоциация IIA (+): CaO (0,91), MgO (0,62), Fe (0,80), Mn (0,92). Она представлена глубоко измененной базальтовой вулканокластикой и развитыми по ней выделениями, корками, обрастаниями гидроокислов Mn и Fe. Развита эта ассоциация преимущественно в породах верхнего альба—нижнего сеномана и верхнего кампана.

Ассоциация IV (-): Na₂O (-0,73), Co (-0,36), Pb (-0,36). Рассматриваемая группировка компонентов является кластером-антагонистом относительно ассоциации IIA (+). Можно полагать, что ассоциация IIB (-) представлена относительно обогащенными Na₂O вулканокластическими компонентами, с которыми довольно умеренно связаны Co и P. Снятие разбавляющего эффекта карбонатных и кремнистых компонентов позволяет выявить относительно равномерное распространение группировок IIA (+) и IIB (-) в разрезе.

Ассоциация IIIA (+): MgO (0,49), P (0,82), V (0,53), Mo (0,63). Она представлена набором избыточных (против принятой нормы) компонентов, распространение которых четко ограничено породами верхнего альба—нижнего сеномана (см. рис. 14). Аналогичное распространение в разрезе, как отмечалось, имеет группировка IA (+)

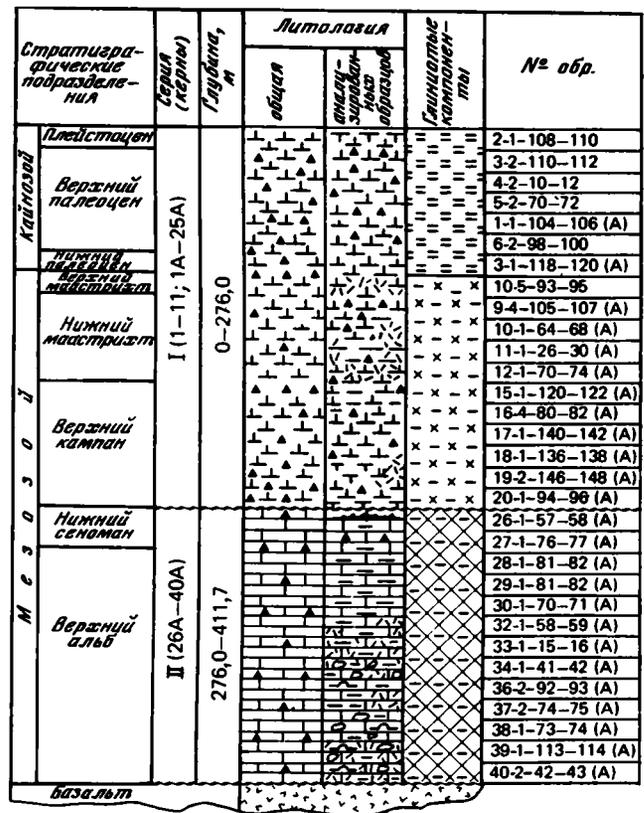


Рис. 14. Стратиграфическое распределение факторных значений главных парагенетических ассоциаций химических компонентов (в пересчете на БТККВ) в разрезе постюрских отложений скв. 465 и 465А

Глинистые компоненты — см. на рис. 13, литология — на рис. 2

(см. рис. 13). Таким образом, идентичность минерального состава этих двух ассоциаций достаточно очевидна: обе представлены базальтовой вулканокластикой, измененной в монтмориллонит-иллитовые минералы, к ней принадлежат также и связанные тяжелые металлы.

Ассоциация IIIВ (-): CaO (-0,16), Mn (-0,14), Cr (-0,16). Слабая значимость факторных нагрузок позволяет только ориентировочно судить о фазовом составе ассоциации. Обращает на себя внимание весьма четкая локализация этой группировки в разрезе: серия I (верхний кампан-плейстоцен). Близкое стратиграфическое распространение имеет рассматривавшаяся выше ассоциация IB (-) (см. рис. 13), представленная биогенными карбонатами (наннопланктонные и фораминиферово-наннопланктонные илы).

Следует подчеркнуть, что ассоциация IIIВ (-) представлена набором компонентов, избыточных по отношению к нормативным молекулам. Идентичность распространения ассоциаций IB (-) и IIIВ (-) (см. рис. 13) и особенности состава компонентов позволяют считать, что группировка IIIВ (-) может быть представлена остаточной фазой после перекристаллизации биогенных карбонатов, в частности диа-эпигенетическими гидроокислами Mn. О реальности такой постседиментационной перекристаллизации биогенного карбоната свидетельствуют результаты изучения осадков под микроскопом и особенности распространения парагенетических группировок IB (-) и IIIВ (-) в разрезе.

Т а б л и ц а 21

Средние содержания и средние скорости аккумуляции химических компонентов для главных геохронологических подразделений разреза постюрских отложений скв. 465 и 465 А

Лито-логическое подразделение	Литология	Керны	Интервал глубин от поверхности дна, м	Мощность, м	Стратиграфическое подразделение	Керны
					Плейстоцен	1 – 2–1–130
					Палеоцен	Верхний 2–6–60 – 6–СС Нижний 7–1 – 8–СС
					Мастрихт	Верхний 9–1 – 8 (А)–СС Нижний 9–1 (А) – 12 (А)
I	Нанноплактонные и фораминиферово-нанноплактонные илы	1–11 (1А–25А)	0–276,0	276,0	Верхний кампан	12–1 – 20–СС
II	Тонкослоистые известняки	26А–40А	276,0–411,7	135,7	Нижний сеноман	25–СС – 27–СС
III	Базальт	40А–46А	411,7–476,0	64,3	Верхний альб	28–1 – 40–СС

Примечание. 1 – среднее содержание (вес.%); 2 – средняя скорость аккумуляции ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$).

* Определения природно-влажных образцов [Initial Reports . . . , 1981].

Т а б л и ц а 21 (окончание)

Стратиграфическое подразделение	Керны	Интервал глубин, м	SiO ₂		Al ₂ O ₃	
			1	2	1	2
Плейстоцен	1 – 2–1–130	0,0–2,3	5,75	8,4	1,57	2,3
Палеоцен	Верхний 2–6–60 – 6–СС	9,1–48,5	1,05	7,6	0,07	0,5
	Нижний 7–1 – 8–СС	48,5–61,5	0,72	2,2	0,10	0,3
Мастрихт	Верхний 9–1 – 8 (А) –СС	61,5–106,0	2,61	54,0	0,16	3,3
	Нижний 9–1 (А) – 12 (А)	106,0–144,5	0,35	5,3	0,04	0,6
Верхний кампан	12–1 – 20–СС	144,5–229,0	0,29	7,7	0,05	1,3
Нижний сеноман	25–СС – 27–СС	267,0–295,5	0,56	13,5	0,17	4,1
Верхний альб	28–1 – 40–СС	295,5–419,5	3,58	231,5	1,12	72,4

ется относительно высокими концентрациями SiO₂, Al₂O₃, Fe, Mn, P и ассоциируемых тяжелых металлов. Примечательной особенностью этого этапа являются высокие содержания (%) C_{орг}: поздний альб – 0–2,42 (среднее – 0,83), ранний сеноман – 0,83–0,88 (среднее – 0,86). В рассматриваемом этапе могут быть выделены две фазы.

Позднеальбская фаза представлена осадками, отличающимися относительно высокими содержаниями SiO₂, Al₂O₃, Fe, Mn, P и ассоциирующими тяжелы-

Интервал глубин, м	Мощность, м	Физические параметры*		Геохронологическая продолжительность, млн.лет ²	Скорость седиментации	
		Плотность, г/см ³	Влажность, %		м · 10 ⁻⁶ · год ⁻¹	мг · см ⁻² · 10 ⁻³ · год ⁻¹ ^{2,3}
0,0–2,3	2,3	1,54	40,0 (?)	1,8	1,28	146
9,1–48,5	39,4	1,54	35,0	6,5	6,1	726
48,5–61,5	13,0	1,54	35,0 (?)	5,0	2,6	309
61,5–106,0	43,5	1,54	35,0	2,5	17,4	2070
106,0–144,5	38,5	1,54	35,1	2,5	15,4	1520
144,5–229,0	84,5	1,60	34,8	4,0	21,2	2645
267,0–295,5	28,5	2,22	5,60	2,5	11,4	2470
295,5–419,5	123,5	2,22	12,7	4,0	30,9	6467

² По данным Дж. Харденбола и В. Бергрена (1978 г.) [Initial Reports . . . , 1981] и Дж. ван Хинта [Hinte, 1976].

³ В пересчете на воздушно-сухой материал (с учетом природной влажности) [Initial Reports . . . , 1981].

CaCO ₃		Fe		Mn		P	
1	2	1	2	1	2	1	2
88,27	128,9	0,52	0,8	0,01	0,01	0,03	0,04
95,14	690,7	0,09	0,7	0,03	0,2	0,04	0,3
94,30	291,4	0,14	0,4	0,02	0,06	0,04	0,12
92,23	1909,2	0,14	2,9	0,01	0,21	0,01	0,21
95,87	1457,2	0,14	2,1	0,01	0,15	0,003	0,05
94,70	2550,0	0,15	4,0	0,01	0,26	0,01	0,26
95,61	2304,2	0,17	4,1	0,01	0,24	0,02	0,48
88,07	5695,5	0,40	25,9	0,02	1,30	0,08	5,17

ми металлами. Столь выраженная обогащенность указанными компонентами связана с наличием значительных количеств вулканокластических компонентов базальтового состава и гидротермальных, эксгалляционных продуктов.

Раннесеноманская фаза представлена осадками, литологически и по химизму главных компонентов (CaCO₃, C_{орг} и др.) близкими к позднеальбским. Однако в них наблюдается существенное уменьшение концентраций компонентов вулканогенной природы: SiO₂, Al₂O₃, Fe, Mn, P и тяжелых металлов.

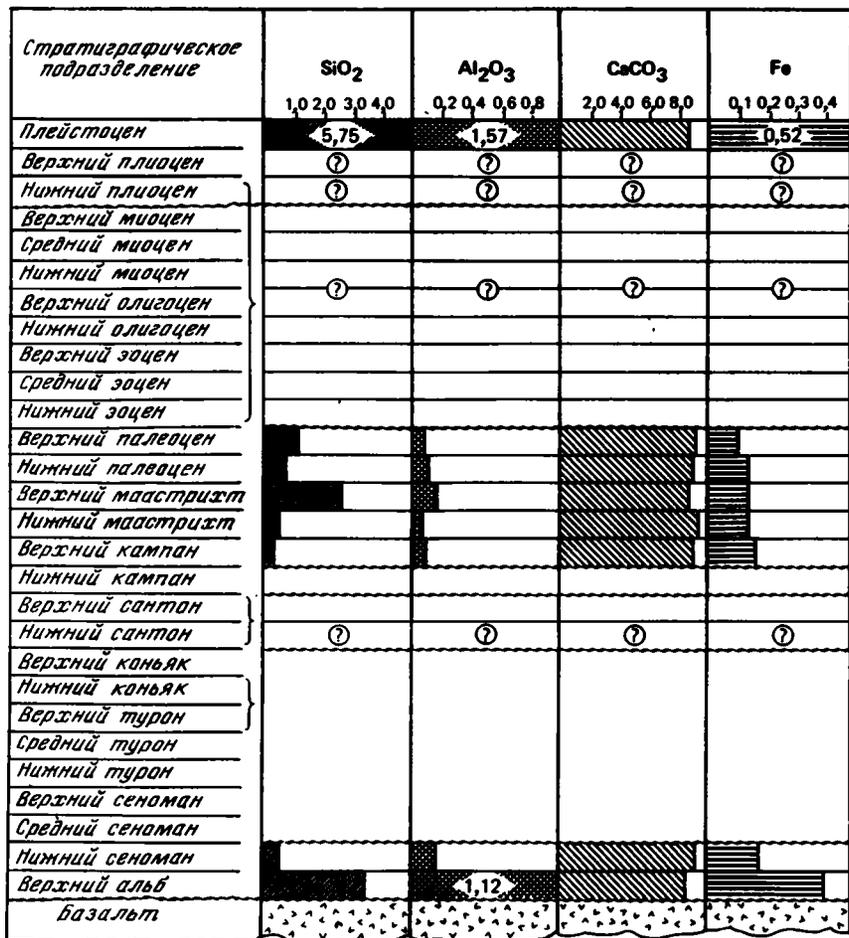
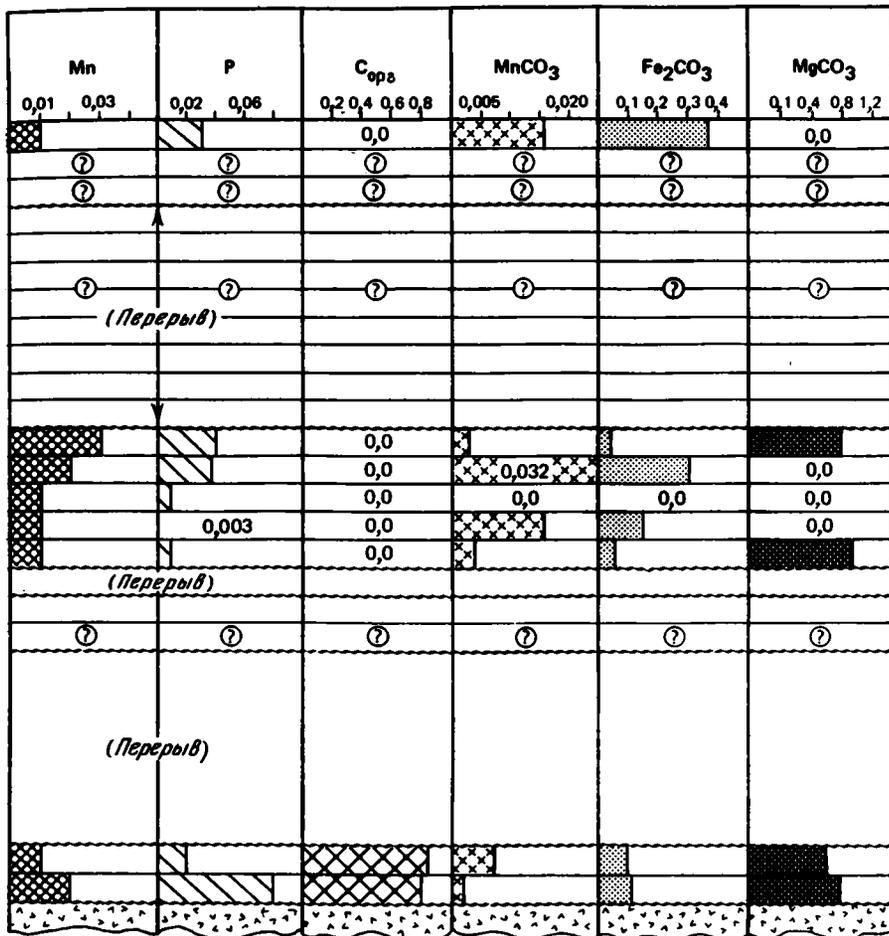


Рис. 15. Распределение средних содержаний (вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску) SiO₂, Al₂O₃, Fe, Mn, P, CaO и нормативных молекул CaCO₃, MnCO₃, Fe₂CO₃, MgCO₃ в разрезе постюрских отложений скв. 465 и 465А

2-й этап: поздне меловой (средний сеноман—поздний маастрихт). Химический состав осадков начальных фаз этого этапа (средний сеноман — сантон) из-за низкого выхода керна, преобладания в разрезе кремней остается практически неизвестным. Однако фрагментарные данные бортовых описаний [Initial reports. . . , 1981] позволяют считать, что формационно осадки этого этапа относительно однородны.

Содержания главных компонентов и ассоциирующих тяжелых металлов в осадках поздней стадии данного этапа (поздний кампан — поздний маастрихт) не превышают значений, характерных для пелагических фораминиферо-наннопланктонных илов открытого океана. Обращает на себя внимание несколько повышенное содержание нормативных молекул MnCO₃, FeCO₃ и MgCO₃ в осадках раннего кампана—раннего маастрихта, обусловленное эпигенетическим изменением примеси мафической вулканокластике.

3-й этап: раннетретичный (ранний—поздний палеоцен). Существенное преобладание CaCO₃ в форме фораминиферо-наннопланктонных илов в значительной степени затушевывает особенности аутигенных компонентов, выявляемых при рассмотрении данных в пересчете на БТККВ, например концентрации P и K₂O (ранний палеоцен, см. рис. 16). Примечательны высокие содержания нормативных молекул MnCO₃, FeCO₃ (ранний палеоцен) и MgCO₃ (поздний палеоцен) (см. рис. 15).



4-й этап: третичный-четвертичный. Резко сокращенные мощности осадков этого этапа, их переотложенный характер, наличие интервалов в разрезе кремней обусловили дефицит образцов и соответственно слабую охарактеризованность химическими анализами. Данные по осадкам плейстоцена (см. табл. 15, 18, 21, рис. 15, 16) свидетельствуют о том, что они представлены фораминиферо-наннопланктонными илами с примесью базальтовой вулканокластики. Наличие таких вулканогенных компонентов проявилось в относительно повышенных содержаниях Al_2O_3 и Fe, а их постседиментационное растворение – в заметных количествах (см. рис. 15) нормативных молекул $FeCO_3$ и $MnCO_3$.

Распределение средних скоростей аккумуляции компонентов (см. табл. 21, рис. 17). Рассмотрение расчетных данных по средним линейным скоростям седиментации и аккумуляции компонентов, величинам их средних содержаний и формам нахождения в осадке позволяет выделить ряд этапов геохимической истории седиментации района. В целом эти этапы и фазы соответствуют интервалам, установленным выше при анализе распределения средних содержаний компонентов. Важно подчеркнуть, что наличие перерывов в нижней части разреза (средний сеноман—средний турон; поздний коньяк; ранний кампан; см. рис. 17) в конечном счете сказывается в сокращении и без того минимальных значений скоростей аккумуляции осадков и компонентов. Таким образом, интерпретация этих данных может проводиться лишь в общем контексте всей информации по геохимии, литологии, минералогии и условиям осадкообразования.

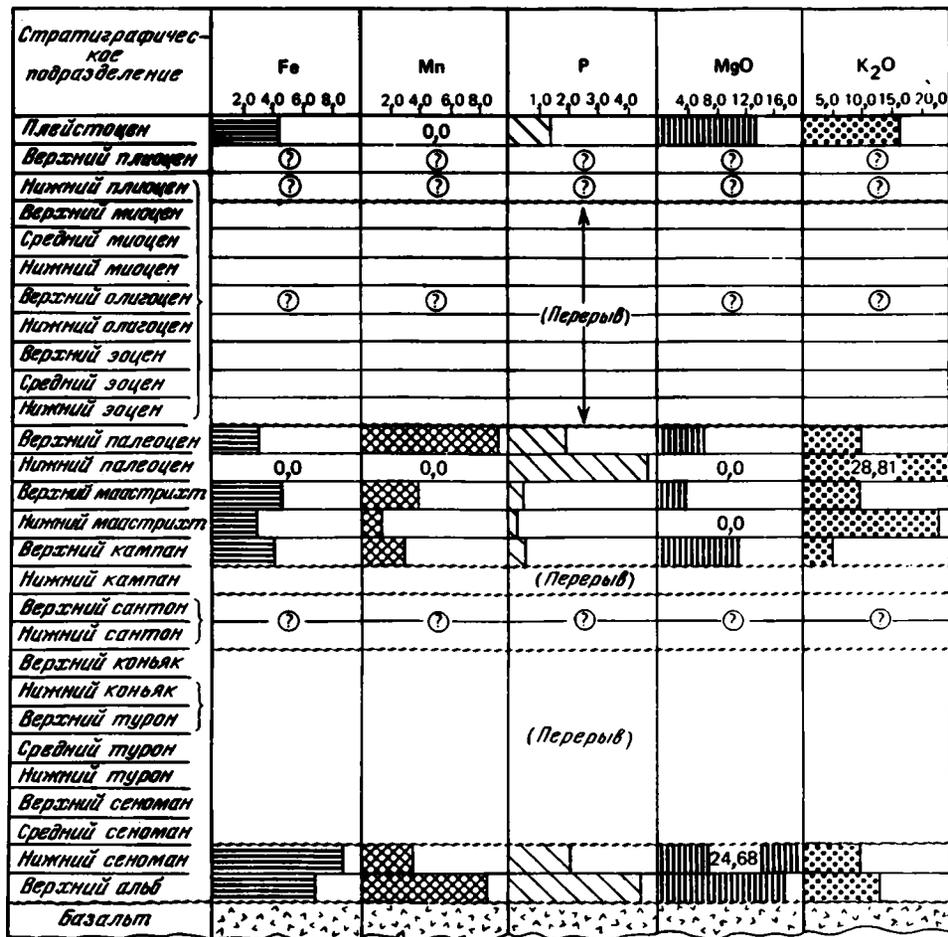


Рис. 16. Распределение средних содержаний (вес.% в пересчете на БТККВ) Fe, Mn, P, MgO и K₂O в разрезе постюрских отложений скв. 465 и 465А

1-й этап: поздний альб—ранний сеноман (раннеокеанический). Характеризуется максимальными скоростями накопления осадков и составляющих компонентов. Примечательны весьма высокие скорости аккумуляции компонентов, поступающих в форме вулканокластического материала базальтового состава и продуктов гидротерм, эксгаляций: Fe, Mn, Al₂O₃, SiO₂, P и тяжелых металлов. Осадки турбидитной природы накапливались в обстановке относительно мелководной котловины со стагнированным режимом (дефицит кислорода в придонном слое воды).

Для позднеальбской фазы этого этапа установлены значения скоростей седиментации и аккумуляции компонентов, характерные для начальных (протоокеанических) стадий развития бассейна [Tiercelin, Faure, 1978] и близкие к подобным параметрам фазы позднего баррема—раннего апта западной части гор Маркус-Неккер (скв. 463).

Для раннесеноманской фазы этапа значения скоростей седиментации и аккумуляции компонентов существенно ниже, чем для позднего альба, что связано в значительной мере с сокращением мощностей этих осадков, обусловленным среднесеноманским—среднетуронским перерывом, и в меньшей степени — с собственно понизившимися темпами седиментации при некотором углублении бассейна.

2-й этап — позднемеловой (средний сеноман—поздний маастрихт) представлен отложениями с резко сокращенными вследствие перерывов мощностями (см. рис. 17). Эта особенность находит отражение в том, что рассчитан-

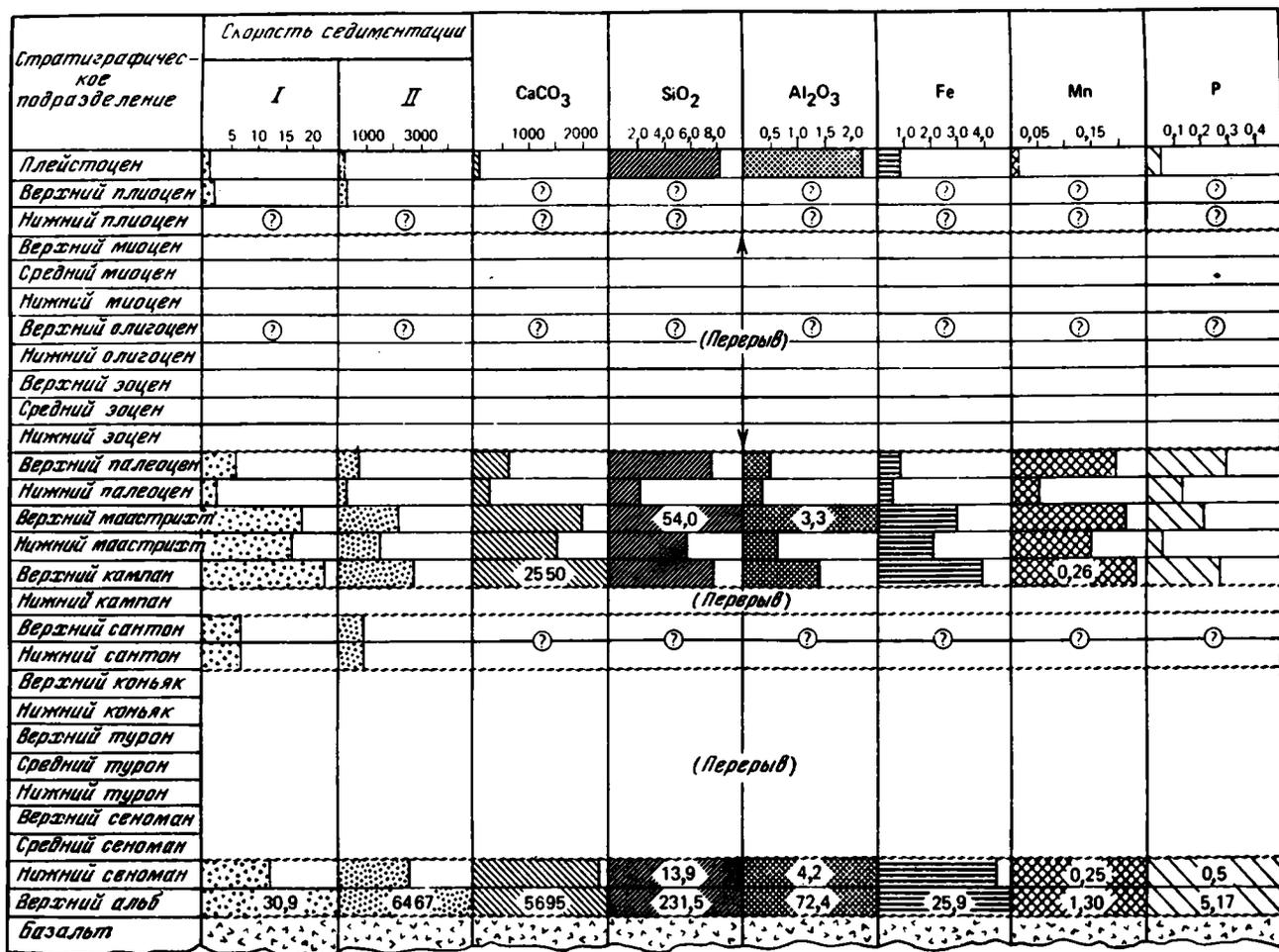


Рис. 17. Распределение средних скоростей седиментации (I — $\text{мм} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$; II — $\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) и аккумуляции компонентов ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) CaCO₃, SiO₂, Al₂O₃, Fe, Mn и P в разрезе постюрских отложений скв. 465 и 465А

ные средние скорости седиментации и накопления компонентов не соответствуют величинам скоростей, которые следовало бы ожидать в случае отсутствия перерывов при направленном в то время к северу движении Тихоокеанской плиты. Согласно модификациям модели горизонтального перемещения Тихоокеанской плиты, южный район возвышенности Хесса мог пересекать экваториальную зону высокой биологической продуктивности в течение сеномана—коньяка [Lancelot, Larson, 1975; Lancelot, 1978] либо в близкий интервал времени [Andel, 1974]. Имеющиеся данные свидетельствуют, что в течение всего постюрского времени изучаемый район располагался выше глубины карбонатной компенсации.

Напомним, что северная и южная границы современной приэкваториальной зоны высокой биологической продуктивности Тихого океана примерно соответствует параллелям 10° с.ш. и 10° ю.ш. Можно полагать, что в течение раннего маастрихта южный район возвышенности Хесса еще не испытывал перемещения за пределы северной границы экваториальной зоны высокой биологической продуктивности. Пересечение этой границы, очевидно, произошло в начале позднего маастрихта, как об этом свидетельствуют величины скоростей седиментации и накопления компонентов.

Вместе с тем следует учитывать возможность существенного увеличения мощности и, следовательно, скорости аккумуляции осадков в раннем маастрихте в результате локального сноса, перераспределения осадочного материала с поднявшихся в это время блоков (более подробно о структурном положении см. в бортовом описании [Initial reports... , 1981]).

3-й этап — раннетретичный (ранний—поздний палеоцен) знаменуется существенным снижением скоростей седиментации фораминиферо-наннопланктонных илов, проходившей в северной олиготрофной зоне Тихого океана. Для главных компонентов и ассоциирующих тяжелых металлов скорости аккумуляции не превышают значений, характерных для карбонатных пелагических илов [Arrhenius, 1963, 1967; Безруков, Романкевич, 1970; Богданов, Чеховских, 1979; Лисицын, 1974, 1978; Mac Arthur, Elderfield, 1977]. Однако обращают на себя внимание относительно повышенные значения скоростей аккумуляции Mn и P для позднего палеоцена (соответственно $0,20$ и $0,29 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$), что может быть связано с наличием заметных количеств (до 10—15%) примеси гиалопелитового, алевритового материала базальтового состава, существенно измененного в смектит-иллитовые продукты при весьма значительном разбавлении карбонатными компонентами (CaCO_3 до 95,14%; см. рис. 13 и 14).

4-й этап — третичный—четвертичный в значительной части, как отмечалось выше, довольно скудно охарактеризован керновым материалом. Мощности эоцен-плиоценовых отложений резко сокращены вследствие многочисленных перерывов, сопровождавшихся частичным перераспределением и перемывом осадков [Initial Reports... , 1981].

Сравнительно ограниченная информация об осадках позднего плиоцена и плейстоцена позволяет считать, что в это время отлагались фораминиферовые, наннофоссилиеые илы с характерными для пелагических осадков значениями скоростей аккумуляции компонентов.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

В геохимической истории постюрской седиментации южного района возвышенности Хесса могут быть выделены этапы и фазы, которые в значительной мере соответствуют геохронологическим интервалам, установленным на основе интерпретации средних содержаний и скоростей аккумуляции компонентов, рассматриваемых в общем контексте данных по геохимии, минералогии, литологии осадков.

1-й этап: поздний альб—ранний сеноман (раннеокеанский). В течение этого времени в южном районе возвышенности Хесса накапливались осадки, представленные в литифицированном состоянии тонкослоистыми оливо-серыми известняками с подчиненными прослоями серых известняков [Initial Reports..., 1981]. Характерной особенностью этих отложений является наличие заметных количеств сапропелевидного органического вещества и существенной примеси базальтового вулканокластического материала.

Геохимические особенности этих осадков рассматривались выше. Подчеркнем, что они характеризуются наиболее высокими в данном разрезе содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , Fe, Mn, P и ассоциирующих тяжелых металлов, поступление которых в значительной мере связано с базальтовой вулканокластикой, в меньшей мере — с гидротермально-эксгальционной активностью, особенно в ранние интервалы (в первой половине позднего альба).

Накопление осадков, содержащих обломки мелководных моллюсков, рифовых построек, фрагментов вулканических аппаратов (базальтов, трахибазальтов и др.), происходило в начальную фазу (в позднем альбе) в обстановке относительно мелководного, по-видимому, котловинного бассейна со стагнированным режимом придонных вод, отличавшихся заметной гидродинамической активностью. Осадки носят отчетливые признаки турбидитов. Бассейн изобилует островными вулканами, рифовыми банками и т.п.

Накопление осадков в таком быстро погружающемся бассейне характеризовалось весьма высокими скоростями аккумуляции главных компонентов и ассоциирующих металлов (см. рис. 17, табл. 21). Столь высокие темпы накопления обусловлены сочетанием трех факторов: 1) высоких скоростей седиментации в данном относительно мелководном бассейне, испытывающем прогрессивное погружение; 2) активного вулканогенного влияния, обусловившего сравнительно высокие содержания главных компонентов и связанных тяжелых металлов; поставку в бассейн значительных количеств базальтовой вулканокластки, в меньшей мере — гидротермальных, эксгальционных продуктов; 3) интенсивной биологической продуктивности планктонной зоны бассейна, что связано как с близким к экватору положением этого района в данное время, так и с привносом питательных минеральных компонентов из вулканогенных источников. Высокая биологическая продуктивность этого сравнительно неглубокого бассейна находит отражение в аккумуляции значительных количеств сапропелевого органического вещества в карбонатных осадках.

Таким образом, начальный (раннеокеанский) этап развития южного района возвышенности Хесса отличался относительно выраженными геохимическими особенностями. Подобный геохимический этап с известной отчетливостью проявляется и в других районах Тихого океана (например, в западной части гор Маркус-Неккер — скв. 463, на возвышенности Шатского, в котловине Науру и др.), а также в Атлантическом и в Индийском океанах [Schlanger, Jenkyns, 1976; Arthur, Schlanger, 1979], охватывая различные по объему геохронологические интервалы мелового периода.

2-й этап — *поздне меловой (средний сеноман—поздний маастрихт)*. Фаза: *средний сеноман—средний турон (перерыв в седиментации)*. Седиментологическая сущность этого перерыва во многом остается неясной. Согласно некоторым модификациям модели, описывающей направленное к северу движение Тихоокеанской плиты [Lancelot, Larson, 1975; Lancelot, 1978; Andel, 1974], южный район возвышенности Хесса в течение сеномана—коньяка находился в экваториальной зоне высокой биологической продуктивности. Такое положение рассматриваемого района при справедливости принятого допущения, подтвержденного во многих участках северо-западной части Тихого океана, могло бы иметь своим следствием накопление весьма значительных количеств карбонатных осадков. Подчеркнем, что в течение всей мезозойско-кайнозойской истории седиментации южная часть возвышенности Хесса располагалась выше глубины карбонатной компенсации.

Можно полагать, что развитие этого перерыва, эродировавшего осадки, в данном районе связано с активизацией поздне меловых аналогов пассатных течений и их северо-западных ветвей [Luyendyk et al., 1972].

Фаза: *сантон*. В течение этого времени накапливались наннофоссилевые, фораминиферово-наннофоссилевые илы с примесью кремнистых компонентов. Относительно сокращенные мощности и низкие скорости аккумуляции этих осадков позволяют рассматривать их как остаточное образование, сохранившееся после раннекампанского перерыва.

Фаза: *ранний кампан (перерыв в седиментации)*. Можно полагать, что данная эрозийная фаза завершает поздне меловую серию перерывов, имеющих близкую природу (см. рис. 17).

Фаза: *поздний кампан—поздний маастрихт*. Это — заключительная фаза поздне меловой седиментации, в течение которой накапливались наннофоссилевые, фораминиферово-

наннофоссилиевые илы. Эти осадки характеризуются типичными для карбонатных пелагических разностей содержанием ли главных компонентов и тяжелых металлов. Обращают на себя внимание относительно высокие скорости седиментации и накопления главных компонентов в южном районе возвышенности Хесса в течение раннего маастрихта (см. рис. 17 и табл. 21).

Как отмечалось выше, эти данные можно интерпретировать как свидетельство о том, что осадки раннего маастрихта не подвергались эрозионному воздействию и, следовательно, адекватно отражают темпы седиментации того времени. Вместе с тем допускается, что в течение раннего маастрихта южный район возвышенности Хесса еще не выходил за пределы северной границы приэкваториальной зоны высокой биологической продуктивности.

Лишь в позднем маастрихте исследуемый район был перемещен в северную олиготрофную зону Тихого океана. Однако относительно повышенная мощность (скорость аккумуляции) отложений раннего маастрихта в известной мере может быть обусловлена локальным сносом, переотложением осадочного материала с блоков, поднявшихся в то время.

3-й этап — раннетретичный (ранний—поздний палеоцен). Начало третичного периода знаменуется накоплением наннофоссилиевых илов с малой примесью остатков радиоларий, кремнистых остатков, преобразованных в стяжения кремней. Как отмечалось, по содержанию главных компонентов и тяжелых металлов эти отложения мало отличаются от типичных биогенных карбонатных пелагических илов открытого океана. Обращают на себя внимание несколько повышенные скорости накопления Mn и P (см. табл. 21 и рис. 17), которые могут быть объяснены наличием заметных количеств тонкого вулканокластического материала базальтового состава. Имеющиеся геохимические данные, а также материалы по минералогии и литологии этих осадков свидетельствуют, что в изучаемом районе переход от мезозоя к кайнозою не был ознаменован сколько-нибудь резко выраженными изменениями геохимических параметров седиментации.

4-й этап — третичный—четвертичный. В течение эоцена—плиоцена фазы седиментации чередовались, по-видимому, с многочисленными перерывами. В конечном счете это привело к накоплению остаточных, переотложенных материалов резко сокращенной мощности [Initial Reports. . . , 1981].

В течение позднего плиоцена и плейстоцена накапливались фораминиферово-наннофоссилиевые илы с незначительной примесью кремнистых остатков и базальтового гиалопелитового—алевритового (до 10—15%) материала (в плейстоцене). Содержание главных компонентов и тяжелых металлов в исследованных осадках, скорости их накопления мало отличаются от того, что характерно для биогенных карбонатных пелагических илов открытого океана.

* * *

Таким образом, изучение особенностей распределения, форм нахождения и аккумуляции главных компонентов и тяжелых металлов в разрезе мезозойских и кайнозойских отложений южной части возвышенности Хесса (скв. 465, 465А) позволяет наметить четыре главных этапа в геохимической истории седиментации района: 1) позднеальбский — раннесеноманский (протоокеанский); 2) позднемеловой (средний сеноман—поздний маастрихт); 3) раннетретичный (ранний—поздний палеоцен) и 4) третичный—четвертичный, отражающие эволюцию осадкообразования от обстановок относительно мелководного бассейна (поздний альб—ранний сеноман) к открытому океану (поздний мел — плейстоцен).

При изучении геохимии осадконакопления в районе западной части гор Маркус-Неккер (скв. 463) и северного района возвышенности Хесса (скв. 464) нами были установлены близкие по геохимической сущности этапы постюрской седиментации, однако их геохронологические объемы (особенно для мелового периода) существенно отличаются при общей отчетливо выраженной тенденции эволюции.

Скв. 466 располагается в небольшой структурной депрессии южной части возвышенности Хесса (в северо-восточной части банки Меллиш), примерно в 50 км к северо-востоку от скв. 465 [Initial Reports. . . , 1981]. Такое положение разреза позволяет сравнительно оценить роль как региональных, так и локальных факторов в формировании осадков и особенностей их проявлений в различные этапы истории седиментации, в частности природу некоторых перерывов, фациальные изменения, темпы осадконакопления, выдержанность состава осадков и др.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КОМПОНЕНТОВ

Как уже отмечалось, парагенетические ассоциации химических компонентов выделяются в результате интерпретации данных факторного анализа с учетом материалов по изучению минералогии и геохимии.

Ассоциации, выявляемые на основе данных химического анализа (табл. 22–24; рис. 18)

Ассоциация IA (+): SiO₂ (0,21), MgO (0,19), C_{орг} (0,84), P (0,58), Cr (0,98), Ni (0,99), V (0,82), Cu (0,99), Pb (0,11), Ge (0,15), Mo (0,97). Она представлена базальтоидной вулканокластикой и продуктами ее переработки — магнезиальными смектитами, скоторыми тесно связаны C_{орг}, P и тяжелые металлы (Cr, Ni, V, Cu, Mo). Примечательна четкая локализация этой ассоциации в разрезе: верхнеальбские оливково-серые известняки, существенно обогащенные базальтовой вулканокластикой и сапропелевым органическим веществом (см. рис. 18).

Ассоциация IB (—): CaO (—0,33), Na₂O (—0,78), K₂O (—0,17), CO₂ (—0,27), Mn (—0,39). Преимущественно наннофоссилиевые, фораминиферовые остатки сложены карбонатом Ca, с которым тесно связан Na, заимствованный из морской воды. Наличие Mn дает основание предполагать присутствие определенных количеств молекулы MnCO₃ как продукта постседиментационного преобразования осадков, вулканокластики, силикатной примеси и гидроокислов Mn.

Стратиграфическое распространение ассоциации ограничено серией I (нижний кампан—плейстоцен), представленной наннофоссилиевыми илами (см. рис. 18), сравнительно слабо измененными.

Ассоциация IIA (+): SiO₂ (0,89), Al₂O₃ (0,84), MgO (0,61), Na₂O (0,44), K₂O (0,93), Fe (0,93), V (0,39), Pb (0,54), Ga (0,30), Ge (0,57). Эта ассоциация представлена глинистыми компонентами: иллитом и хлоритом с примесью монтмориллонита и каолинита. Примечательно, что распространение ассоциации в разрезе почти целиком соответствует развитию полиминеральной ассоциации глинистых компонентов (см. рис. 18): нижний плиоцен—плейстоцен.

Ассоциация IIB (—): CaO (—0,89), CO₂ (—0,89), Co (—0,42). Она представлена карбонатом Ca с незначительной примесью Co, возможно в форме CoCO₃ (сферокобальтита), как эпигенетического продукта изменения вулканокластического материала.

Обращает на себя внимание развитие ассоциации в нижней части серии I, в тех интервалах разреза (нижний кампан—нижний плиоцен), где отмечается заметная перекристаллизация наннофоссилиевых илов (см. рис. 18). Количество перекристаллизованного кальцита в отложениях подсерии IB (84,0—245,5 м) составляет до 15%. Этот факт находит отражение в распределении величин плотностей [Initial Reports. . . , 1981]. Если для осадков подсерии IA (0—60 м), где данная группировка компонентов почти не наблюдается, среднее значение плотности составляет $1,48 \pm 0,04 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, то для подсерии IB (60—250 м) как интервала доминирования этой ассоциации характерна более высокая средняя величина плотности: $1,59 \pm 0,03 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$. Важно отметить, что перекристаллизация биогенных карбонатных остатков носит неравномерный характер: интервалы распространения факторных группировок, соответствующих малоизмененным наннофоссилиевым илам (IB (—)) и продуктам их перекристаллизации (IIB (—)), в пределах подсерии IB перекрываются (см. рис. 18).

Таблица 22
Химический состав отложений мезозоя и кайнозоя скв. 466
(вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂
1-2-90-92	19,48	5,26	1,74	36,06	1,23	0,04	2,28	1,34	27,55
2-4-64-66	9,58	2,78	0,92	45,13	0,70	0,04	1,77	0,78	35,25
3-4-48-50	5,79	1,55	0,65	49,23	0,35	0,02	1,22	0,51	38,15
4-1-21-23	8,49	2,56	0,65	45,75	0,70	0,03	1,77	0,74	35,40
5-2-20-22	2,86	0,86	0,22	51,91	0,18	0,04	1,44	0,36	40,30
6-6-40-42	11,42	3,23	1,48	42,86	0,97	0,06	1,77	1,00	33,60
7-6-65-67	0,60	0,26	0,26	54,01	Нет	0,07	1,22	0,05	42,55
8-3-18-20	4,17	0,49	0,49	51,12	0,62	0,21	0,87	0,33	41,80
9-3-20-22	2,22	0,64	0,43	50,85	0,50	0,01	1,16	0,37	40,90
13-3-123-125	1,74	0,01	0,13	54,04	0,33	Нет	1,06	0,12	42,72
15-4-20-22	0,26	Нет	0,17	53,38	0,50	"	1,16	0,16	43,30
16-2-22-24	0,60	"	0,20	53,01	0,33	0,01	1,16	0,16	42,15
29-2-0-1	5,28	1,28	0,44	42,03	0,33	Нет	0,77	0,41	32,30
30-1-69-70	8,19	0,69	0,50	43,59	1,33	"	0,77	0,24	34,35
34-1-106-107	6,35	0,31	0,52	45,91	0,91	"	0,61	0,24	36,60
35-1-59-60	6,35	0,31	0,52	45,91	0,91	"	0,61	0,24	38,90

Таблица 23
Результаты факторного анализа химических компонентов отложений мезозоя и кайнозоя скв. 466

Компонент	Факторные нагрузки после вращения:			Компонент	Факторные нагрузки после вращения		
	Фактор I	Фактор II	Фактор III		Фактор I	Фактор II	Фактор III
SiO ₂	0,21	0,89		Cr	0,98	0,08	
Al ₂ O ₃	0,05	0,84	0,36	Ni	0,99	0,08	
CaO	-0,33	-0,89		V	0,82	0,39	
MgO	0,19	0,61	-0,42	Cu	0,99	0,08	
Na ₂ O	-0,78	0,44		Co	-0,03	-0,42	
K ₂ O	-0,17	0,93		Pb	0,11	0,54	-0,36
CO ₂	-0,27	-0,89		Ga		0,30	
C _{орг}	0,84	0,15		Ge	0,15	0,57	-0,34
Fe	0,01	0,93		Mo	0,97	0,09	
Mn	-0,39	0,17	0,83	Вклад в дисперсию, %	39,58	24,46	8,84
P	0,58		0,69	Суммарная дисперсия, %	39,58	64,04	72,88

Ассоциация IIIA (+): Al₂O₃ (0,36), Mn (0,83), P (0,69). Минеральная природа данной группировки не очевидна. Можно считать, что ассоциация представлена рассеянными, остаточными (после растворения тонкой базальтовой вулканокластике) гидроокислами Mn, с которыми связаны P и Al₂O₃. Этот вывод находит подтверждение как в относительно повышенных содержаниях Mn и других компонентов (см. табл. 22) для интервалов развития ассоциации (обр. 7-6-65-67 и 8-3-18-20), так и в усилении буроватой окрасенности этих осадков [Initial Reports. . . , 1981].

Примечательна локализация этой группировки в разрезе: относительно крупные величины факторных нагрузок наблюдаются близ границы перерыва поздний эоцен—пли-

С	P ₂ O ₅	Fe _{вал}	Mn _{вал}	P _{вал}	n · 10 ⁻⁴									
					Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	
Нет	0,09	1,22	0,03	0,04	10	<10	30	<20	<10	11	<5	<1	<1,5	
"	0,04	0,64	0,03	0,03	<10	<10	16	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5	
"	0,05	0,45	0,02	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5	
4,71	0,04	0,45	0,02	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5	
Нет	0,06	0,15	0,03	0,03	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5	
"	0,14	1,04	0,05	0,06	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5	
"	(0,16)			(0,07)										
"	0,14	0,18	0,05	0,06	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5	
"	0,41	0,34	0,16	0,18	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5	
"	0,12	0,30	0,01	0,05	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5	
"	0,02	0,09	Нет	0,01	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5	
"	0,04	0,12	"	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5	
"	0,04	0,14	0,01	0,02	<10	<10	<15	<20	<10	<10	<5	<1	<1,5	
7,31	0,21	0,31	Нет	0,09	40	47	210	50	<10	<10	<5	<1	8,5	
3,81	0,25	0,35	"	0,11	37	34	69	41	<10	<10	<5	<1	4,5	
3,21	0,15	0,36	"	0,07	28	24	49	38	<10	<10	<5	<1	3,1	
2,91	0,13	0,36	"	0,07	17	23	50	36	<10	<10	<5	<1	3,0	

Таблица 24
Стратиграфическое распределение значений факторов
для химических компонентов отложений мезозоя и кайнозоя скв. 466

№ обр.	Стратиграфическое подразделение	Факторные значения после вращения		
		Фактор I	Фактор II	Фактор III
1-2-90-92	Плейстоцен	-0,61	2,16	-0,25
2-4-64-66	"	-0,86	1,06	-0,03
3-4-48-50	Верхний плиоцен	-0,66	0,28	-0,66
4-1-21-23	То же	-0,51	0,66	-0,52
5-2-20-22	Нижний плиоцен	-0,63	-0,42	0,50
6-6-40-42	То же	-0,75	1,39	0,83
7-6-65-67	"	-0,33	-1,59	2,05
8-3-18-20	Верхний эоцен	-0,28	-0,25	2,23
9-3-20-22	То же	-0,52	0,02	-0,25
13-3-123-125	Верхний кампан	-0,57	-1,06	-1,65
15-4-20-22	То же	-0,49	-1,23	-1,38
16-2-22-24	Нижний кампан	-0,49	-1,44	-0,28
29-2-0-1	Верхний альб	2,31	0,43	0,22
30-1-69-70	То же	1,83	0,11	-0,06
34-1-106-107	"	1,39	-0,05	-0,32
35-1-59-60	"	1,16	-0,09	-0,41

оцен, что также может свидетельствовать в пользу остаточной природы этих компонентов.

Ассоциация IIIB (-): MgO (-0,42), Pb (-0,36), Mo (-0,34). Она представлена магнетитом, монтмориллонитом и связанными тяжелыми металлами, развивавшимися по гиалопелитовой-алевритовой базальтоидной вулканокластике. В образцах с относительно высокими значениями факторных нагрузок (обр. 13-3-123-125 и 15-4-20-22) вулканогенная природа глинистых компонентов достаточно определена. Обращает на себя внимание локализация этих образцов в разрезе близ границы перерыва ранний

Стратиграфические подразделения		Серия	Керны	Глубина, м	Литология				Глинистые компоненты	№ обр.
					общая	глинистая	карбонатная	песчаная		
Кайнозой	Плейстоцен	Магнотарсилевый ил	1-9	0,0-84,0	Т	Т	Т	Т	1-2-90-92	
	Верхний плиоцен				Т	Т	Т	Т	2-4-64-66	
	Нижний плиоцен				Т	Т	Т	Т	3-4-48-50	
	Верхний эоцен				Т	Т	Т	Т	4-1-21-23	
Мезозой	Верхний кампан	Кремнистый мелко-песчаный ил	10-16	141,0-141,0	Т	Т	Т	Т	5-2-20-22	
	Нижний кампан				Т	Т	Т	Т	6-6-40-42	
	Коньяк — нижний сантон	Олигово-серый магнофасцильный ил (известняк)	17-28	141,0-255,0	Т	Т	Т	Т	7-6-65-67	
	Верхний альб				Т	Т	Т	Т	8-3-18-20	
					Т	Т	Т	Т	9-3-20-22	
Нет образцов	Т	Т	Т	Т	Т	Т	13-3-123-125			
								15-4-20-22		
								16-2-22-24		
								29-2-0-1		
								30-1-69-70		
								34-1-106-107		
								35-1-59-60		



Рис. 18. Стратиграфическое распределение факторных значений для химических компонентов мезозойских и кайнозойских отложений скв. 466

Глинистые компоненты (к рис. 18-19): 1 — полиминеральная ассоциация с иллитом, хлоритом, примесью монтмориллонита и каолинита; 2 — полиминеральная ассоциация: иллит с примесью хлорита и смешаннослойной фазы типа монтмориллонит-иллит; 3 — смешаннослойная фаза типа монтмориллонит-иллит (M-i) с цеолитом; 4 — кристобалит и тридимит; 5 — Fe-монтмориллонит с опалом (С-Т) и примесью смешаннослойной фазы монтмориллонит-иллит (M-i)

Литология — см. на рис. 2

маастрихт—средний эоцен. Примерно в данном стратиграфическом интервале наблюдаются рассеянные обломки, гальки щелочных базальтов, эродированные с поднявшихся в это время блоков [Initial Reports. . . , 1981]. Такое положение этих осадков способствовало глубокому изменению вулканокластического материала (см. рис. 18).

Ассоциации, выявляемые на основе данных химического анализа, пересчитанных на БТККВ (табл. 25-27; рис. 19)

Ассоциация IA(+): MgO (0,35), Fe(0,51), Mn (0,72). Избыточные количества данных компонентов присутствуют в форме полиминеральных глин, главным образом хлорита, монтмориллонитовых фаз, сформировавшихся по базальтоидной вулканокластике. Распространение этой ассоциации весьма близко к тому, что отмечалось для рассмотренной выше (см. рис. 18) группировки IIA (+), представленной полиминеральными глинистыми компонентами (верхний плиоцен—плейстоцен).

Ассоциация IB (-): P (-0,72), Cr (-0,94), Ni (-0,95), V (-0,97), Cu (-0,98), Co (-0,85), Pb (-0,85), Ga (-0,86), Ge (-0,86), Mo (-0,90). Избыточные количества P и связанных тяжелых металлов представлены преимущественно базальтовой вулканокластикой и продуктами ее изменения.

Относительно большие величины факторных значений этой группировки наблюдаются для отложений позднего альба (см. рис. 19), в которых содержание базальтовых

Таблица 25
Химический состав отложений мезозоя и кайнозоя скв. 466
(вес.% в пересчете на БТККВ)

№ обр.	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe _{вал}	Mn _{вал}	P _{вал}
1-2-90-92	0,109	17,505	55,793	16,631	9,039	0,328	0,546
2-4-64-66	Нет	14,786	62,526	14,976	6,462	0,798	0,342
3-4-48-50	28,079	15,021	12,802	25,177	16,045	1,280	1,195
4-1-21-23	8,755	15,672	56,040	15,171	3,409	0,434	0,401
5-2-20-22	17,962	3,849	64,197	10,997	0,229	1,237	1,237
6-6-40-42	Нет	25,690	26,408	23,281	20,873	1,648	1,986
7-6-65-67	"	Нет	87,813	1,018	6,324	Нет	4,289
8-3-18-20	"	"	65,469	20,227	Нет	"	13,742
9-3-20-22	"	"	77,110	19,158	"	"	3,273
13-3-123-125	"	4,693	84,311	9,545	"	"	0,795
15-4-20-22	"	Нет	86,037	11,867	"	"	1,483
16-2-22-24	"	"	86,037	11,867	"	"	1,483
29-2-0-1	32,031	9,448	35,972	11,721	4,749	"	4,295
30-1-60-70	Нет	54,348	32,053	6,246	1,822	"	4,684
34-1-106-107	"	40,952	40,078	13,247	Нет	"	4,640
35-1-59-60	"	Нет	68,760	22,728	"	"	6,807

Таблица 26
Результаты факторного анализа химических компонентов
(в пересчете на БТККВ) отложений мезозоя и кайнозоя скв. 466

Компонент	Факторные нагрузки после вращения			Компонент	Факторные нагрузки после вращения		
	Фактор I	Фактор II	Фактор III		Фактор I	Фактор II	Фактор III
CaO	0,07	0,74		Cu	-0,96		
MgO	0,35	0,78		Co	-0,85	-0,40	
Na ₂ O		-0,86		Pb	-0,85	-0,41	
K ₂ O			0,91	Ga	-0,86	-0,34	
Fe	0,51	0,70	-0,33	Ge	-0,86	-0,32	
Mn	0,72	0,48	0,30	Mo	-0,90	0,14	
P	-0,72			Вклад в дисперсию,%	62,30	17,79	7,91
Cr	-0,94			Суммарная дисперсия,%	62,30	80,09	88,00
Ni	-0,95						
V	-0,97						

Na-монтмориллонитом как продуктом изменения основной вулканокластике. Характерна локализация этой ассоциации в разрезе: она развита преимущественно близ границ относительно крупных перерывов (поздний альб-ранний кампан; поздний кампан-поздний эоцен; поздний эоцен-ранний плиоцен).

Ассоциация IIIA (+): K₂O (0,91), Mn (0,30). Гидрослюдистые компоненты присутствуют в форме как иллита, так и отдельных пакетов в смешаннослойных фазах гидрослюда-монтмориллонит. Стратиграфическое распространение этой группировки во многом подобно развитию в разрезе ассоциаций IIA (+) и IIB (-) (см. рис. 19), которые представлены Ca, Mg, Fe-монтмориллонитом и его натривой разновидью. Эти данные косвенно указывают на преобладание смешаннослойных образований над собственно иллитом, что не противоречит результатам рентгеноструктурных исследований глинистой фракции.

Ассоциация IIIB (-): Fe (-0,33). Она представлена избыточными количествами гид-

Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
Нет	Нет	Нет	0,014	0,014	0,016	Нет	0,001	0,003
"	"	"	0,046	0,027	0,027	0,004	0,003	0,005
0,017	0,026	0,043	0,137	0,068	0,068	0,026	0,007	0,011
Нет	Нет	0,003	0,047	0,027	0,027	0,007	0,003	0,009
0,027	0,027	0,041	0,082	0,041	0,041	0,018	0,004	0,006
Нет	Нет	Нет	0,046	0,030	0,030	Нет	0,003	0,005
0,065	0,065	0,095	0,138	0,071	0,071	0,033	0,007	0,011
0,062	0,062	0,093	0,147	0,073	0,073	0,033	0,007	0,011
0,048	0,048	0,075	0,123	0,061	0,061	0,027	0,006	0,010
0,080	0,080	0,119	0,159	0,080	0,080	0,040	0,008	0,012
0,074	0,074	0,111	0,148	0,074	0,074	0,037	0,007	0,011
0,074	0,074	0,111	0,148	0,074	0,074	0,037	0,007	0,011
0,172	0,207	1,021	0,232	0,045	0,045	0,015	0,005	0,042
0,147	0,134	0,278	0,169	0,039	0,039	0,017	0,004	0,019
0,175	0,155	0,316	0,249	0,065	0,065	0,030	0,007	0,021
0,173	0,254	0,554	0,404	0,112	0,112	0,052	0,011	0,034

Таблица 27
Стратиграфическое распределение значений факторов
для химических компонентов (в пересчете на БТКВ)
отложений мезозоя и кайнозоя св. 488

№ обр.	Стратиграфическое подразделение	Факторные значения после вращения		
		Фактор I	Фактор II	Фактор III
1-2-90-92	Плейстоцен	2,21	0,20	-0,52
2-4-64-66	"	1,60	-0,22	0,18
3-4-48-50	Верхний плиоцен	-0,61	1,97	1,54
4-1-21-23	То же	1,13	0,61	0,23
5-2-20-22	Нижний плиоцен	0,27	0,50	0,02
6-6-40-42	То же	1,31	0,57	0,71
7-6-65-67	"	-0,26	-0,77	-2,80
8-3-18-20	Верхний зоцен	-0,48	-0,95	0,68
9-3-20-22	То же	-0,12	-1,13	0,57
13-3-123-125	Верхний кампан	-0,38	-0,75	0,11
15-4-20-22	То же	-0,26	-1,23	0,26
16-2-22-24	Нижний кампан	-0,26	-1,23	0,26
29-2-0-1	Верхний альб	-1,20	1,81	-0,86
30-1-69-70	То же	-0,61	0,96	-1,51
34-1-106-107	"	-0,97	0,30	0,15
35-1-59-60	"	-1,34	-0,63	1,00

роокислов Fe, сформировавшихся в общем процессе изменения базальтовой вулканокластике. Отсутствие в составе группировки тяжелых, переходных металлов, которые, как можно было бы ожидать, должны быть связаны с таким активным поглотителем, косвенно свидетельствует об относительно позднем, эпигенетическом формировании этой фазы. Примечательна локализация группировки гидроокислов Fe близ границ относительно крупных переывов (см. рис. 19).

Стратиграфические подразделения	Серия	Керны	Глубина, м	Литология			№ абр.
				общая	скалы	глинистые компоненты	
Кайнозой	Плейстоцен Верхний плейстоцен Нижний плейстоцен Верхний зоцен	Наннороссилевый ил	1-9	0,0-84,0			1-2-90-92
							2-4-64-66
							3-4-48-50
							4-1-21-23
							5-2-20-22
Мезозой	Верхний кампан Нижний кампан	Кремнистый ланно-фоссу-левый ил	10-16	84,0-141,0			7-6-65-67
							8-3-18-20
							9-3-20-22
	Коньяк-нижний сантон		17-28	141,0-255,0			13-3-123-125
							15-4-20-22
	Верхний альб	Шлакво-серый ланно-фоссу-левый известняк	29-35	312,0-255,0			16-2-22-24
							Нет образцов
29-2-0-1							
30-1-69-70							
							34-1-106-107
							35-1-59-60

Рис. 19. Стратиграфическое распределение факторных значений для химических компонентов (вес.% в пересчете на БТККВ) отложений мезозоя и кайнозоя скв. 466

Глинистые компоненты — см. на рис. 18, литология — на рис. 2

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ И СКОРОСТИ АККУМУЛЯЦИИ КОМПОНЕНТОВ (ТАБЛ. 28; РИС. 20-22)

Распределение средних содержаний. Близость нахождения скв. 466, а также 465, 465А в существенной мере сказывается на общности главных особенностей литологического, минерального и химического составов, что с определенностью проявляется в распределении средних содержаний в разрезе (см. рис. 20).

Наблюдаемые различия связаны не столько с отличиями региональных условий седиментации, сколько с локальными особенностями истории развития этих участков: блоковыми подвижками, вскрытием местных источников питания седиментационным материалом, эродированных участков, переотложением осадков в ограниченные, локально образовавшиеся впадины и др. Наиболее четко локальные особенности развития находят отражение в литолого-геохимической выраженности и геохронологической амплитуде перерывов в седиментации.

1-й этап — поздний альб (раннеокеанский), так же как в разрезе скв. 465 и 465А, характеризуется осадками со сравнительно высокими концентрациями SiO_2 , Al_2O_3 , Fe, P, $\text{C}_{\text{орг}}$ и ассоциирующих тяжелых металлов (см. рис. 20 и 21). Обращает на себя внимание крайне низкое содержание Mn и относительно повышенное количество нормативных молекул FeCO_3 и MgCO_3 , что связано с эпигенетическим преобразованием мафического вулканогенного материала.

Относительно высокие содержания MgO и K_2O (в пересчете на БТККВ; см. рис. 21) можно интерпретировать как косвенное свидетельство существенной роли исходного материала вулканокластического трахибазальтового состава, частично измененного в смектит-гидрослюдастые компоненты.

2-й этап — позднемеловой (поздний турон—маастрихт) весьма фрагментарно охарактеризован керновым материалом и соответственно химическими анализами. Обращает на себя внимание сравнительно низкое содержание в осадках

Т а б л и ц а 28

Средние содержания и средние скорости аккумуляции химических компонентов для главных геохронологических подразделений разреза постюрских отложений скв. 486

Лито-логическое подразделение	Литология	Керны	Интервал глубин от поверхности дна, м	Мощность, м	Стратиграфическое подразделение	Керны
IA	Нанноплактонные илы	1-9	0-84,0	84,0	Плейстоцен	1-3-1-20
					Плиоцен	Верхний 3-1-20-4-CC Нижний 5-1-8-1-90
IB	Кремнистые нанноплактонные илы	10-27	84,0-245,5	161,5	Эоцен	Верхний 8-1-90-9-CC Средний 10-1-10-CC
					Нижний маастрихт	11-1-11-CC
					Кампан	Верхний 12-1-15-CC Нижний 16-1-16-2-60
					Нижний сантон	16-2-60-20-CC
					Турон-коньяк-нижний сантон	21-1-27-CC
II	Оливково-зеленый нанноплактонный писчий мел и известняк	28-35	245,5-312,0	66,5	Турон-коньяк	28-1-28-CC
					Верхний альб	29-1-35-CC

Примечание. 1 — среднее содержание (вес.%); 2 — средняя скорость аккумуляции ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-2}$).

* Определения природно-влажных образцов [Initial Reports..., 1981].

Т а б л и ц а 28 (окончание)

Стратиграфическое подразделение	Керны	Интервал глубин, м	SiO ₂		Al ₂ O ₃	
			1	2	1	2
Плейстоцен	1-3-1-20	0,0-17,7	14,53	149,9	4,02	41,5
Плиоцен	Верхний 3-1-20-4-CC	17,7-36,5	7,14	141,1	2,06	40,7
	Нижний 5-1-8-1-90	36,5-65,9	4,97	76,8	1,45	22,4
Эоцен	Верхний 8-1-90-9-CC	65,9-84,0	3,20	20,3	0,57	3,6
	Средний 10-1-10-CC	84,0-84,2	-	-	-	-
Нижний маастрихт	11-1-11-CC	88,0-93,5	-	-	-	-
Кампан	Верхний 12-1-15-CC	93,5-131,5	1,00	11,6	Нет	0
	Нижний 16-1-16-2-60	131,5-135,0	0,60	0,65	"	0
Нижний сантон	16-2-60-20-CC	135,0-179,0	-	-	-	-
Турон-коньяк-нижний сантон	21-1-27-CC	179,0-245,5	-	-	-	-
Турон-коньяк	28-1-28-CC	245,5-255,0	-	-	-	-
Верхний альб	29-1-35-CC	255,0-312,0	6,54	204,8	0,65	20,4

Высокие избыточные количества Р и К₂О (в пересчете на БТКВ; см. рис. 21) можно интерпретировать как накопление остаточных материалов в форме биогенных фосфатов и гидрослюдистых компонентов.

Максимальные количества Al₂O₃, Fe, Mn, Р и ассоциирующих тяжелых металлов, отмеченные в осадках раннего плиоцена-плейстоцена, отражают, как было показано

Интервал глубин, м	Мощность, м	Физические параметры*		Геохронологическая продолжительность, млн. лет ^{а,б}	Скорость седиментации (средняя линейная)	
		Плотность, г/см ³	Влажность, %		м · 10 ⁻⁶ · год ⁻¹	мг · см ⁻² · 10 ⁻³ · год ⁻¹ ^{а,б}
0,0–17,7	17,7	1,48	42,9	1,8	9,83	1032
17,7–36,5	18,8	1,48	42,9	1,0	18,8	1976
36,5–65,9	29,4	1,48	42,9	2,0	14,7	1545
65,9–84,0	18,1	1,48	42,9	3,0	6,03	634
84,0–84,2	0,2	1,48	36,7	9,0	0,02	2,22
88,0–93,5	5,5	1,59	36,7	2,5	2,20	269
93,5–131,5	38,5	1,59	36,7	4,0	9,5	1159
131,5–135,0	3,5	1,59	36,7	4,0	0,88	108
135,0–179,0	44,0	1,59	36,7	2,0	22,96	2681
179,0–245,5	66,5	1,59	36,7	} 6,0	} 12,29	} 2167
245,5–255,0	9,5	2,30	10,3			
255,0–312,0	57,0	2,30	10,3	≈ 4,0	14,25	3131

^{а,б} По данным Дж. Харденбола и В. Берггрена (1978 г.) [Initial Reports . . . , 1981] и Дж. ван Хинта [Hinte, 1976].

^{а,б} В пересчете на воздушно-сухой материал (с учетом природной влажности) [Initial Reports . . . , 1981].

CaCO ₃		Fe		Mn		P	
1	2	1	2	1	2	1	2
71,42	737,1	0,93	9,6	0,03	0,31	0,03	0,31
83,65	1652,9	0,45	8,9	0,01	0,2	0,02	0,39
88,16	1362,1	0,46	7,1	0,05	0,8	0,05	0,8
90,99	576,9	0,32	2,0	0,09	0,6	0,11	0,7
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
95,85	1110,9	0,10	1,2	Нет	0	0,01	0,1
94,60	102,2	0,14	0,15	0,01	0,01	0,02	0,02
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
78,78	2466,6	0,34	10,6	Нет	0	0,08	2,5

выше (см. рис. 18 и 19), наличие вулканокластических базальтовых компонентов (см. рис. 20 и 21).

Распределение средних скоростей аккумуляции компонентов. Близкое соседство участков скв. 465 и 465А, а также 466 позволяет при анализе скоростей седиментации и накопления компонентов оценить соотношения между региональными и локальными

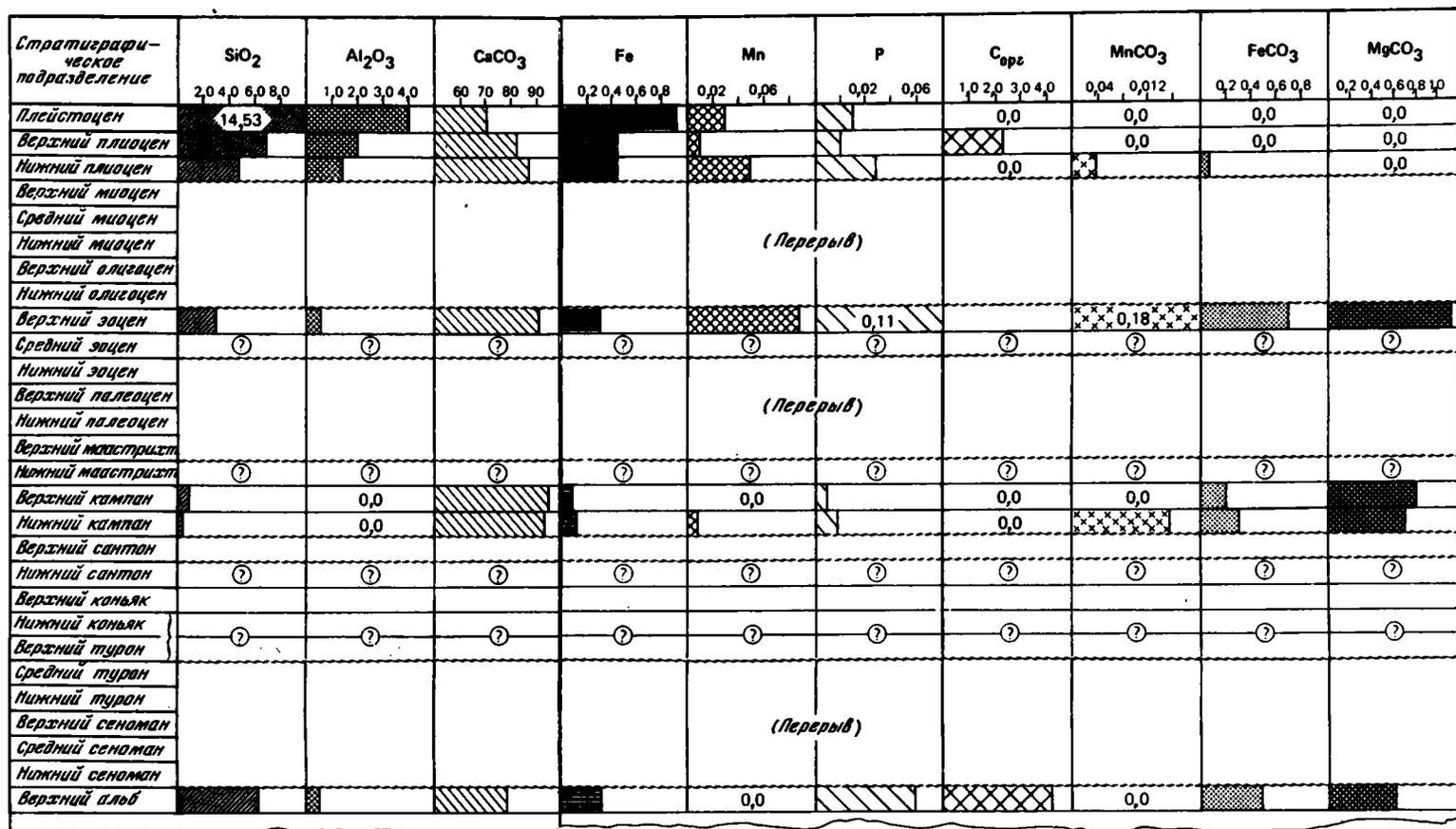


рис. 20. Распределение средних содержаний (вес. % в пересчете на воздушно-сухую навеску) SiO₂, Al₂O₃, Fe, Mn, P, C_{орг} и нормативных молекул CaCO₃, MnCO₃, FeCO₃, MgCO₃ в разрезе постюрских отложений скв. 466

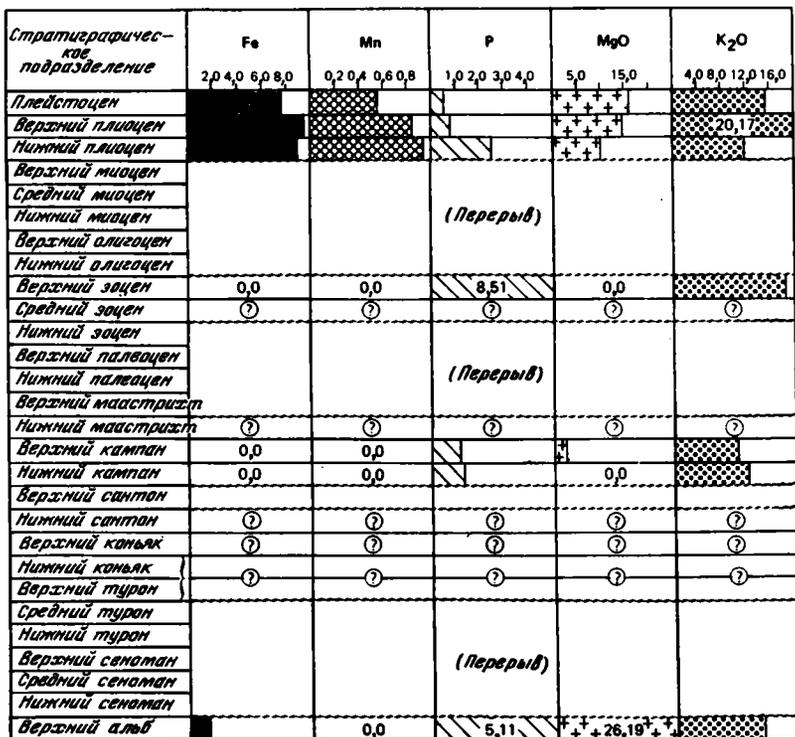


Рис. 21. Распределение средних содержаний (вес.% в пересчете на БТККВ) Fe, Mn, P, MgO и K₂O в разрезе постюрских отложений скв. 466

факторами. Однако сравнительно многочисленные перерывы, их эрозионное воздействие, приводящее к существенному уменьшению мощностей отложений и соответственно к сокращению и так уже минимальных скоростей седиментации, создают трудности в адекватной генетической интерпретации этих данных. Выделяются три этапа.

1-й этап — поздний альб (раннеокеанский) характеризуется отложениями, по фациально-генетической природе и геохимическим особенностям весьма близкими вскрытым на участках скв. 465 и 465А. Однако отсутствие в разрезе скв. 466 стратиграфически согласных границ позднеальбских отложений с покрывающими и подстилающими образованиями [Initial reports . . . , 1981] отражается в том, что вычисленные скорости седиментации, аккумуляции компонентов здесь в 2—3 раза ниже, чем для скв. 465 и 465А. Неприемлемость таких данных очевидна.

2-й этап — позднемеловой (поздний турон — маастрихт), как отмечалось выше, в целом характеризуется сокращенными мощностями осадков из-за многочисленных перерывов. Геохимические характеристики этих отложений для участков скв. 465, 465А и 466 весьма близки.

Следует отметить, что сравнительно высокие скорости седиментации для позднего турона—раннего коньяка и для раннего сантона (см. рис. 22) могут быть объяснены при помощи модели горизонтального перемещения Тихоокеанской плиты к северу. Согласно этой модели [Lancelot, Larson, 1975; Lancelot, 1978; Andel, 1974; и др.], южный район возвышенности Хесса мог пересекать экваториальную зону высокой биологической продуктивности в течение сеномана—коньяка либо в близкий к этому интервал времени. Напомним, что именно эти два геохронологических интервала в разрезе скв. 465 и 465А характеризовались существенно более низкими (в 3—4 раза меньшими) скоростями седиментации, чем для скв. 466. Вместе с тем для некоторых случаев, в частности для раннего сантона, нельзя исключать влияния местного переотложения осадков (вследствие проявлений в это время локальных блоковых подвижек) и, таким

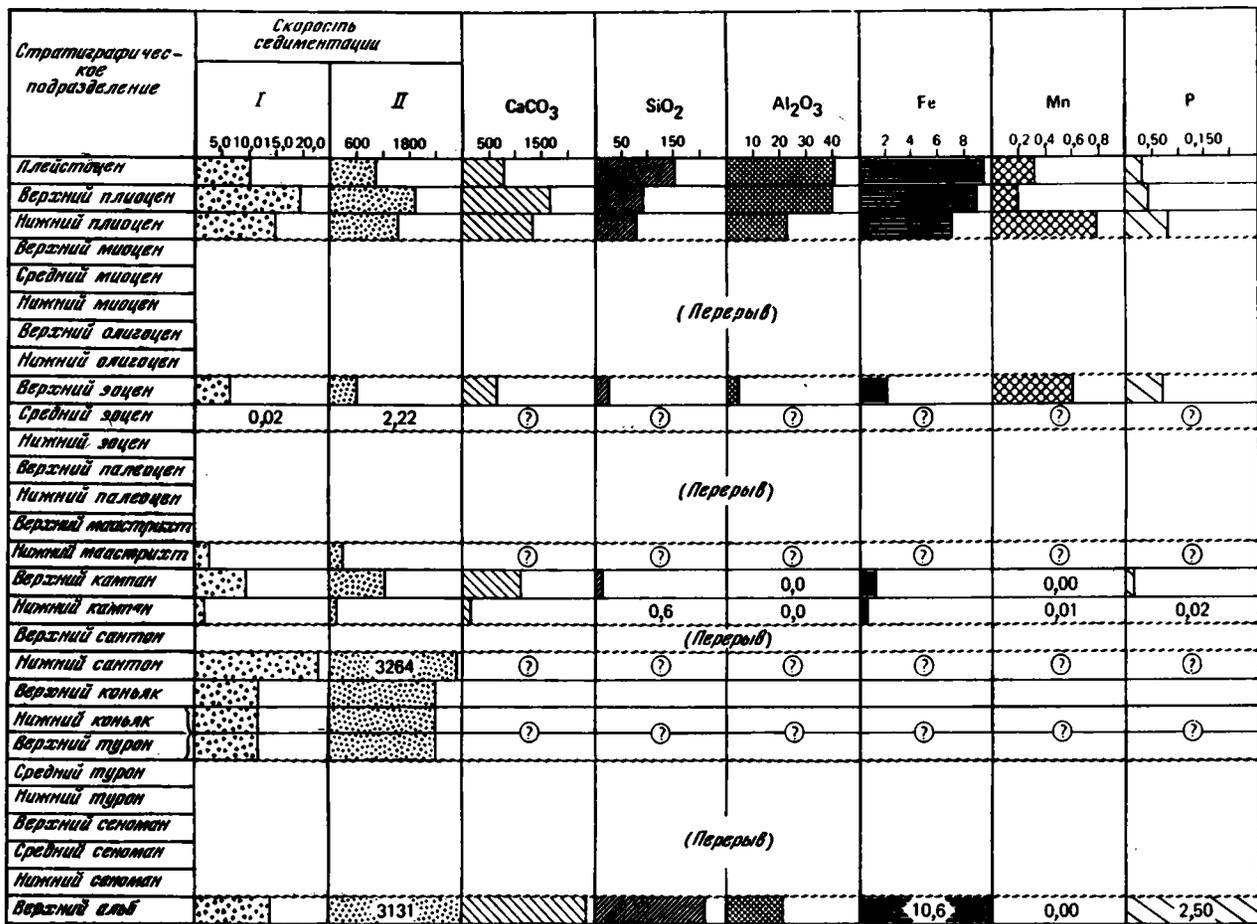


Рис. 22. Распределение средних скоростей седиментации (I — $\text{мм} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$; II — $\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) и аккумуляции компонентов ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) CaCO₃, SiO₂, Al₂O₃, Fe, Mn и P в разрезе постюрских отложений скв. 466

образом, некоторого завышения скоростей седиментации. Такие локальные блоковые движения достаточно реальны (см. литологическое описание разреза [Initial reports . . . , 1981]).

3-й этап — третичный—четвертичный представлен реликтами осадков среднего и позднего эоцена, сохранившимися после крупного перерыва (ранний олигоцен—поздний миоцен), и осадками раннего плиоцена—плейстоцена. Последние характеризуются относительно повышенными для пелагических осадков скоростями седиментации и аккумуляции Al_2O_3 , Fe и Mn (см. табл. 28 и рис. 22). Из сопоставления скоростей седиментации и аккумуляции компонентов в позднем плиоцене—плейстоцене для участков скв. 465, 465А и 466 следует, что в северо-восточной части банки Меллиш осадки накапливались в 2—10 раз более интенсивно, а локальное проявление базальтового вулканизма сказалось на существенно более высоких (в 10—20 раз) темпах аккумуляции Al_2O_3 , Fe и Mn (см. рис. 22). Как отмечалось выше, преобладающая форма нахождения данных компонентов в осадках — тонкая базальтовая вулканокластика. Вместе с тем наблюдаемые для раннеплиоценовых—плейстоценовых осадков скорости седиментации и аккумуляции компонентов не превышают значений, известных для карбонатных пелагических илов [Arrhenius, 1963, 1967; Безруков, Романкевич, 1970; Богданов, Чеховских, 1979; Лисицын, 1974, 1978; Mac Arthur, Elderfield, 1977].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

На основании анализа распределения содержаний главных компонентов и тяжелых металлов, форм их нахождения, а также скоростей аккумуляции осадков и компонентов выделяются этапы, знаменующие собой главные события геохимической истории поствюрской седиментации данного участка возвышенности Хесса.

1-й этап — поздний альб (раннеокеанский). Накапливались осадки, представленные в исследованных образцах тонкослоистыми оливково-серыми известняками с подчиненными количествами серых известняков, содержащие существенные количества (до 20—30%) базальтоидной вулканокластики и сапропелевидного органического вещества ($C_{орг}$ до 8—10%, среднее 4,31).

Выше отмечалось, что литологические, минералогические, геохимические и фациальные характеристики этих отложений близки к тому, что наблюдается для эквивалентных осадков, вскрытых скв. 465 и 465А. Есть основания считать, что в исследуемом разрезе вследствие перерыва были эродированы осадки, по крайней мере раннего сеномана и частично позднего альба, развитые на соседнем участке скв. 465 и 465А.

Самая существенная геохимическая особенность седиментации этого этапа заключается в том, что наибольшая часть главных компонентов и тяжелых металлов аккумуляровалась в форме базальтоидной вулканокластики, измененной в Fe-монтмориллонит, смешаннослойную фазу иллит-монтмориллонит. С вулканогенными продуктами тесно связано сапропелевидное вещество. Интенсивные темпы накопления органического вещества в мелководном, котловинного типа бассейне со стагнированным режимом придонных вод обусловлены высокой биологической продуктивностью его планктонной зоны. Развитию последней благоприятствовало поступление в бассейн питательных минеральных компонентов вулканического происхождения. В результате постседиментационных преобразований сформировалась геохимическая ассоциация IA (+) главных компонентов, тяжелых металлов и органического вещества (см. рис. 18, табл. 22—25, 28). Относительно менее выраженную геохимическую роль играло накопление собственно карбонатных мелководных осадков турбидитной природы.

В данном разрезе нельзя адекватно оценить скорости накопления осадков, однако из сопоставления с данными по скв. 465 и 465А можно заключить, что они отличались высокими значениями, характерными для протоокеанской стадии развития бассейна [Tiercelin, Faure, 1978].

Фаза: ранний сеноман—средний турон (перерыв в седиментации). Перерыв характеризуется сравнительно широким региональным распространением в пределах возвышенности Хесса. Однако его геохронологическая продолжительность и эрозионная активность в значительной мере обуславливаются локальными блоковыми движениями, особенностями палеогидродинамики (см. описание геохимической истории седиментации для скв. 464, 465 и 465А). Можно полагать, что перерыв на данном участке связан с раз-

витием поздне меловых аналогов пассатных (приэкваториальных) течений и их северо-западных ветвей [Luyendyk et al., 1972].

2-й этап — поздне меловой (поздний турон—ранний маастрихт). Накопление пелагических наннофоссилийных осадков нарушалось перерывом (поздний сантон). Геохимические характеристики этих осадков близки к пелагическим карбонатным илам. Примечательна диа-эпигенетическая перекристаллизованность карбоната (см. рис. 18, ассоциация IIB (-)).

Относительно высокие скорости накопления осадков в позднем туроне—раннем сантоне могут быть интерпретированы, как уже отмечалось, на основе модели, описывающей движение Тихоокеанской плиты к северу, согласно которой южная часть возвышенности Хесса в течение сеномана—коньяка либо в близкие к этому интервалы времени могла находиться в экваториальной зоне высокой биологической продуктивности. Вместе с тем гальки щелочного базальта, наблюдаемые в карбонатных осадках позднего кампана, могут свидетельствовать о роли местных источников сноса, переотложения осадочного материала в ограниченных грабеновидных впадинах.

3-й этап — третичный—четвертичный. Фаза: поздний маастрихт—ранний эоцен (перерыв в седиментации). Перерыв носит широкорегиональный характер, отражающий резкое изменение глобальной океанской палеоциркуляции. Однако относительно большая геохронологическая продолжительность рассматриваемого перерыва и его подчеркнутая эрозийная выраженность по сравнению с разрезом скв. 465 и 465А свидетельствуют об определенной роли ряда местных факторов (особенностей палеоциркуляции, геоморфологии дна, блоковых движений и др.), которые благоприятствуют развитию данного перерыва.

Фаза: средний—поздний эоцен. Накапливались осадки резко сокращенной мощности, носящие характер реликтовых образований. Об этом свидетельствуют повышенные количества остаточных (от растворения) продуктов: гидроокислов Mn, Al₂O₃ и P (ассоциация IIIA (+); см. рис. 18), локализующихся близ эрозийной границы осадков позднего эоцена. Данный вывод подтверждается смешанным составом фаунистических комплексов, содержащих формы, переотложенные из более древних отложений.

Фаза: ранний олигоцен—поздний миоцен (перерыв в седиментации). Перерыв носит широкорегиональный характер для центральной области северо-западной части Тихого океана. Конкретная продолжительность перерыва определяется соотношениями тех же локальных факторов, что и для предыдущего перерыва.

Фаза: ранний плиоцен—плейстоцен. Накапливались пелагические, преимущественно наннофоссилийные илы (остатки фораминифер; среднее содержание 4—5%) с незначительной примесью диатомовых (в среднем 2—4%), радиолярий (в среднем 3—4%), спикул губок и силикофлагеллят. Тонкая (гиалопелит, алеврит) вулканокластическая преимущественно базальтоидного, реже кислого состава в отдельных горизонтах составляет до 10%.

Характерной геохимической чертой этих осадков является относительно высокое содержание SiO₂, Al₂O₃, Fe, Mn и ассоциирующих тяжелых металлов, возрастающее от раннего плиоцена к плейстоцену (см. рис. 20 и 21). Интерпретация данных факторного анализа в контексте результатов изучения минералогии и литологии позволяет считать, что в это время главные компоненты и тяжелые металлы накапливались главным образом в форме вулканокластиков (ассоциации IIA (+), см. рис. 18; IA (+), см. рис. 19), преобразованной в существенной мере в полиминеральные глинистые продукты: иллит, хлорит с примесью монтмориллонита и каолинита. Помимо поступления этих компонентов из вулканических источников и аутигенного генезиса некоторое количество их могло поставляться как эоловый терригенный материал. Однако доминирующая роль вулканогенных компонентов очевидна. Эта геохимическая особенность находит отражение в распределении величин скоростей аккумуляции SiO₂, Al₂O₃, Fe и Mn (см. рис. 22). Если в течение данной фазы скорости седиментации и соответственно аккумуляции CaCO₃ достигают наибольших значений в позднем плиоцене, то для SiO₂, Al₂O₃, Fe и других компонентов наблюдается последовательное возрастание от раннего плиоцена к плейстоцену, связанное с активизацией островного вулканизма. Для Mn и P повышенные скорости аккумуляции в раннем плиоцене обусловлены базальной природой этих осадков: соединения Mn и P накапливались преимущественно как продукты растворения (ассоциация IIIA (+), см. рис. 18 и 22) после относительно крупного (ранний олигоцен—поздний миоцен) перерыва.

Итак, положение разреза скв. 466 позволило сравнительно оценить роль региональных и локальных факторов в формировании осадков, в частности особенности их химического состава, в различные этапы истории седиментации.

Для изученного участка возвышенности Хесса, как и для других районов северо-западной части Тихого океана, в истории постюрской седиментации выделенные геохимические этапы отражают эволюцию бассейна от обстановок относительно мелководной седиментации со стагнированным режимом придонных вод, накоплением сапропелевых осадков и существенным влиянием вулканизма до пелагического осадко-накопления открытого океана.

АССОЦИАЦИИ ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТОВ И ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ – ИНДИКАТОРЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОСТЮРСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Разрезы постюрских отложений, вскрытые бурением в районах гор Маркус-Неккер и возвышенности Хесса, являются ключевыми для изучения широких аспектов геохимической эволюции седиментации центральной области северо-западной части Тихого океана. В предыдущих разделах были приведены данные, характеризующие особенности геохимической истории седиментации для отдельных разрезов.

Ниже сделана попытка дать синтез геохимической эволюции постюрской седиментации исследованных областей северо-западной части Тихого океана, выявить соотношения между региональными и локальными факторами, контролируемыми эти процессы. В качестве индикаторов геохимической эволюции осадкообразования избраны парагенетические ассоциации главных компонентов и тяжелых металлов, рассмотрение которых проводится в общем контексте данных по минералогии, литологии, геологическому строению. Иными словами, оценка геохимической специфики основных этапов истории седиментации и выявление их геологической и палео-океанографической природы составляют главную цель предпринятой попытки.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КОМПОНЕНТОВ

В предыдущих разделах парагенетические ассоциации химических компонентов выделялись в результате интерпретации результатов факторного анализа с использованием материалов по минералогии и литологии для каждой скважины. Здесь же мы используем результаты обработки всего массива имеющихся аналитических данных. Это обстоятельство выразилось в известной обобщенности, усредненности полученных результатов и привело к потере ряда геохимических характеристик, отвечающих особенностям химического, минерального состава осадков конкретных разрезов.

Оценка изменений химического состава осадков основных геохронологических подразделений дается по средним содержаниям компонентов. Для каждого сравнительно однородного в литологическом отношении геохронологического подразделения были рассчитаны средние величины факторных значений выделенных ассоциаций компонентов. Такая обработка довольно крупного массива аналитических данных позволяет выделить генерализованные, но регионально относительно устойчивые ассоциации, оценить распределение в течение постюрского времени главных компонентов и тяжелых металлов.

Ассоциации, выявляемые на основе данных химического анализа (табл. 29; рис. 23–27)

Ассоциация IA(+): Al₂O₃ (0,21), Mg (0,16), Na₂O (0,74), K₂O (0,57), Fe (0,53), Mn (0,68), P (0,40), Cr (0,65), Ni (0,78), V (0,36), Cu (0,72), Co (0,83), Pb (0,83), Ga (0,70), Ge (0,27), Mo (0,58). Она представлена преимущественно вулканокластическими материалами базальтового состава, частично измененными в монтмориллонит-гидрослюдистые продукты, обогащенные гидроокислами Fe и Mn и связанными с ними тяжелыми металлами (см. табл. 29 и рис. 23). Несмотря на то, что данный набор

Горы Маркус - Неккер

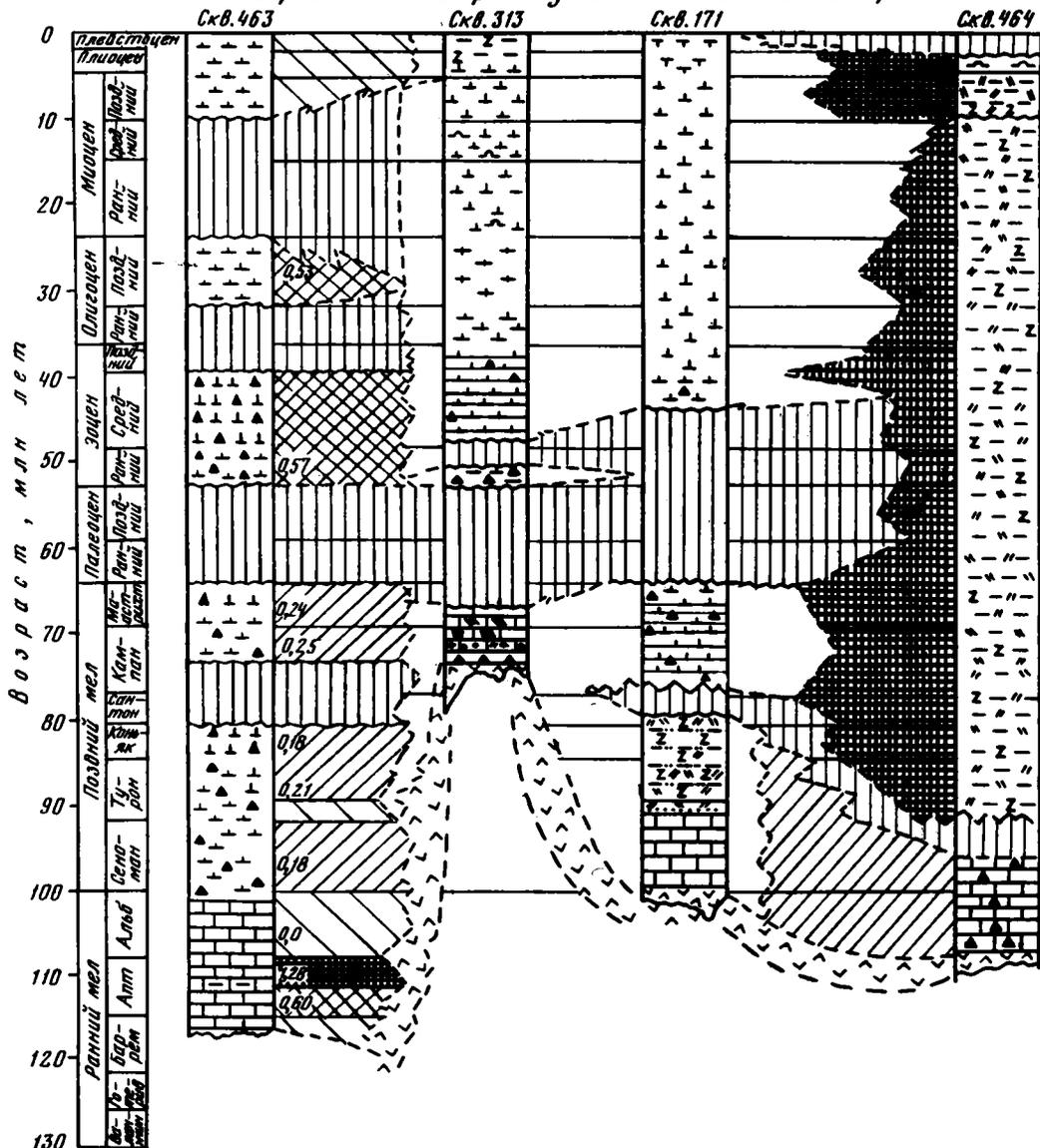


Рис. 23. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциации IA (+) в постюрских отложениях скважин 62-го рейса

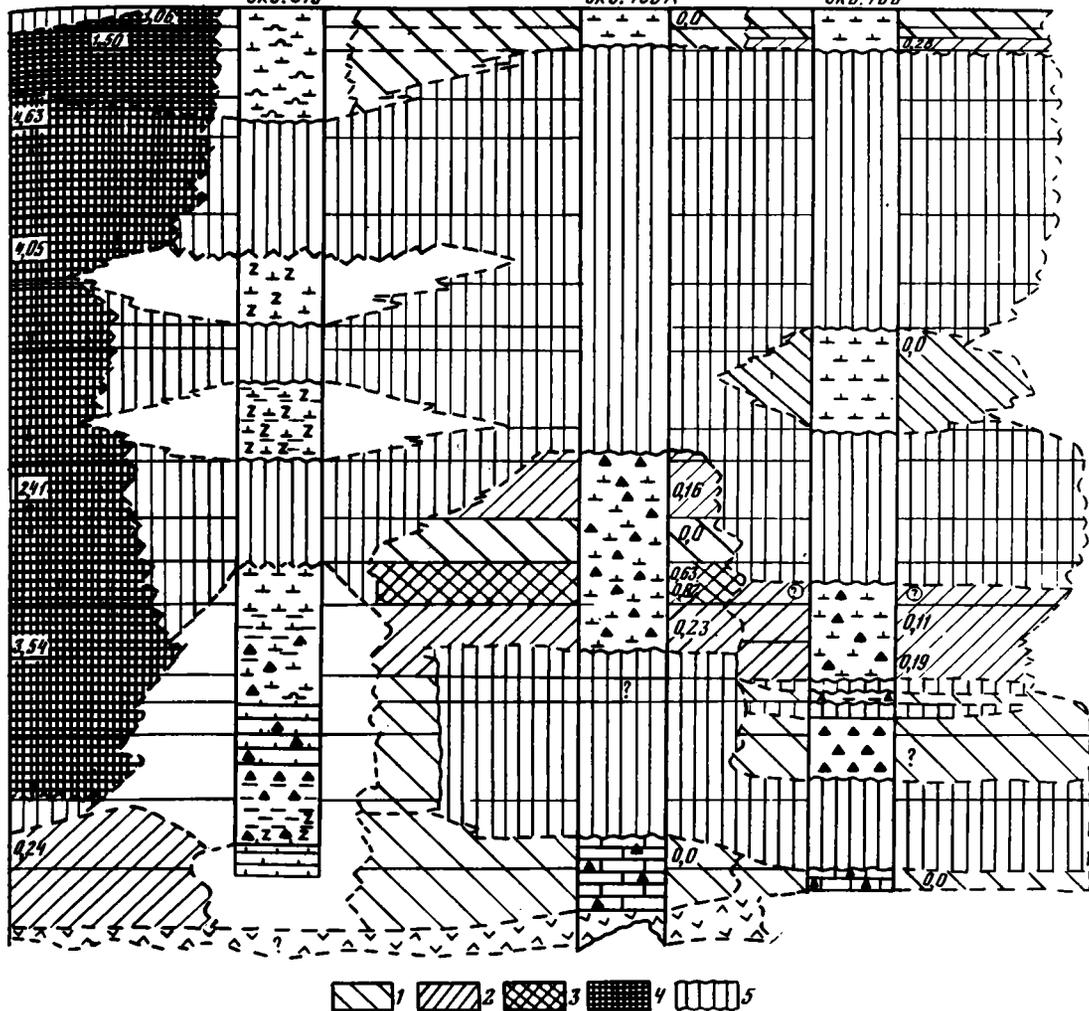
1—4 — факторные значения: 1 — < 0,10; 2 — 0,10—0,50; 3 — 0,50—1,00; 4 — > 1,00; 5 (на этом и последующих аналогичных рисунках) — перерыв
Литология — см. на рис. 2

компонентов является весьма характерным для постюрских отложений рассматриваемых районов (вклад в дисперсию: 55,25%), наиболее крупные величины факторных значений наблюдаются для тех интервалов разреза, где влияние примеси базальтовой вулканокластики, гидроокислов Fe и Mn выражено хорошо: в районе гор Маркус-Неккер (скв. 463) — для отложений позднего апта (пестроцветный известняк) и остаточных от эрозионного растворения нанномикритовых осадков раннего—среднего эоцена, позднего олигоцена; в северной части возвышенности Хесса (скв. 464) — для

Скв. 310

Скв. 465А

Скв. 466



вулканокластических осадков позднего мела—плицена, особенно для серии бурых глин (см. рис. 23). Развитие этих осадков носит локальный характер. Более подробные данные приведены выше при описании геохимии постюрских отложений скв. 463 и 464.

Ассоциация IV (-): CaO (-0,65), CO₂ (-0,78). Данная группировка компонентов представлена карбонатом кальция как продуктом глубокой эпигенетической перекристаллизации фораминиферо-наннофоссилиевых и других разностей биогенных илов (см. рис. 24). Примечательно, что относительно высокие величины факторных значений (более 0,5) сравнительно редко наблюдаются в отложениях, моложе раннего сеномана. Как правило, данная группировка компонентов наиболее развита в перекристаллизованных известняках, причем мелу, характеризующихся существенно повышенными плотностями (см. рис. 24) по сравнению с вышележащими неконсолидированными осадками (см. данные по скв. 463—466).

Ассоциация IVB (-): MgO (-0,32), C_{орг} (-0,83), P (-0,45), Cr (-0,43), Ni (-0,46), V (-0,79), Cu (-0,35), Mo (-0,68). Она представлена магнезиальными монтморилло-

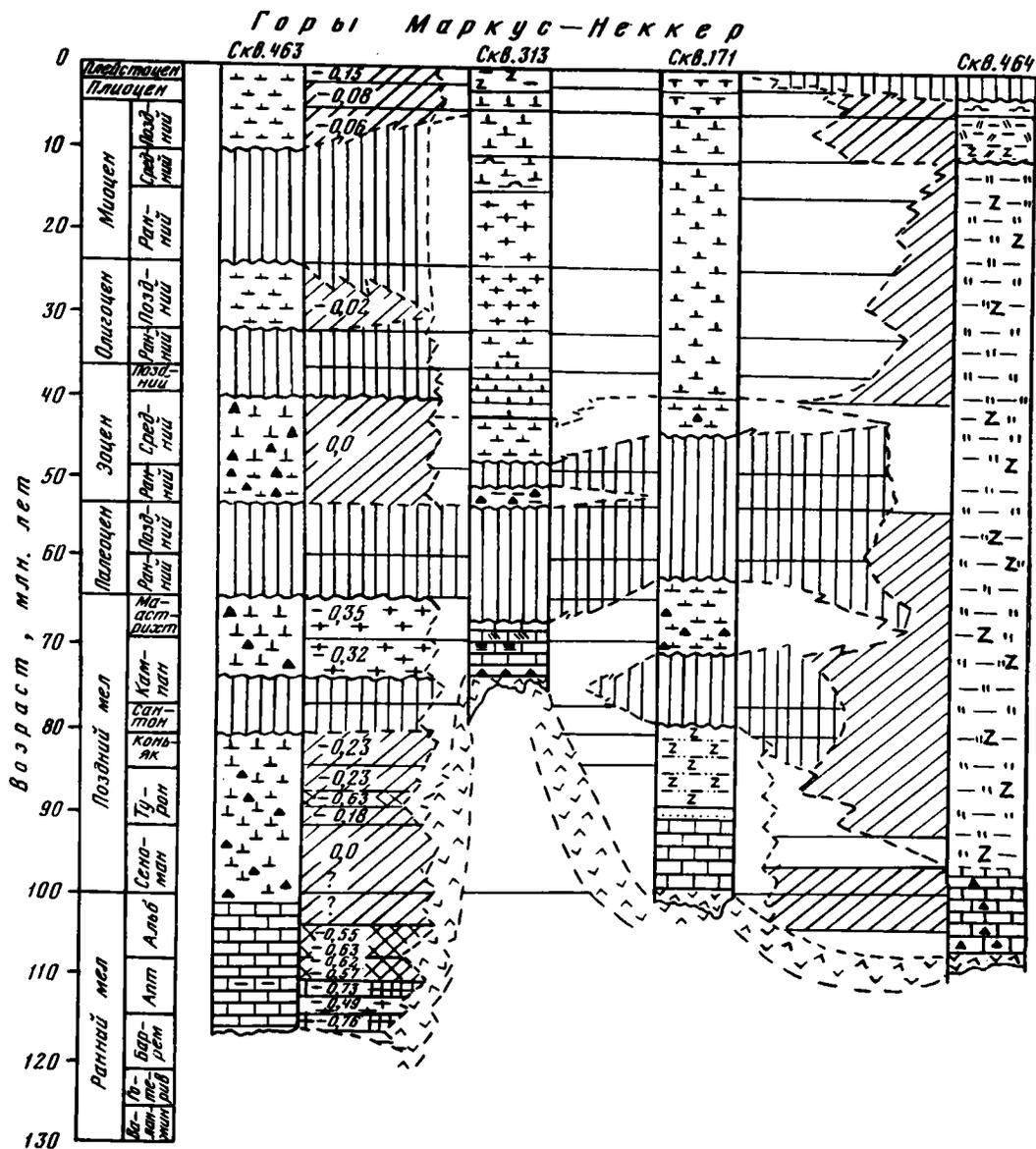


Рис. 24. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциации IV (—) в постюрских отложениях скважин 62-го рейса

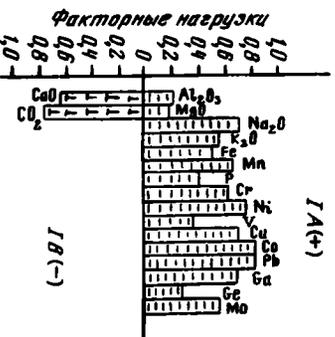
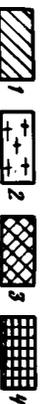
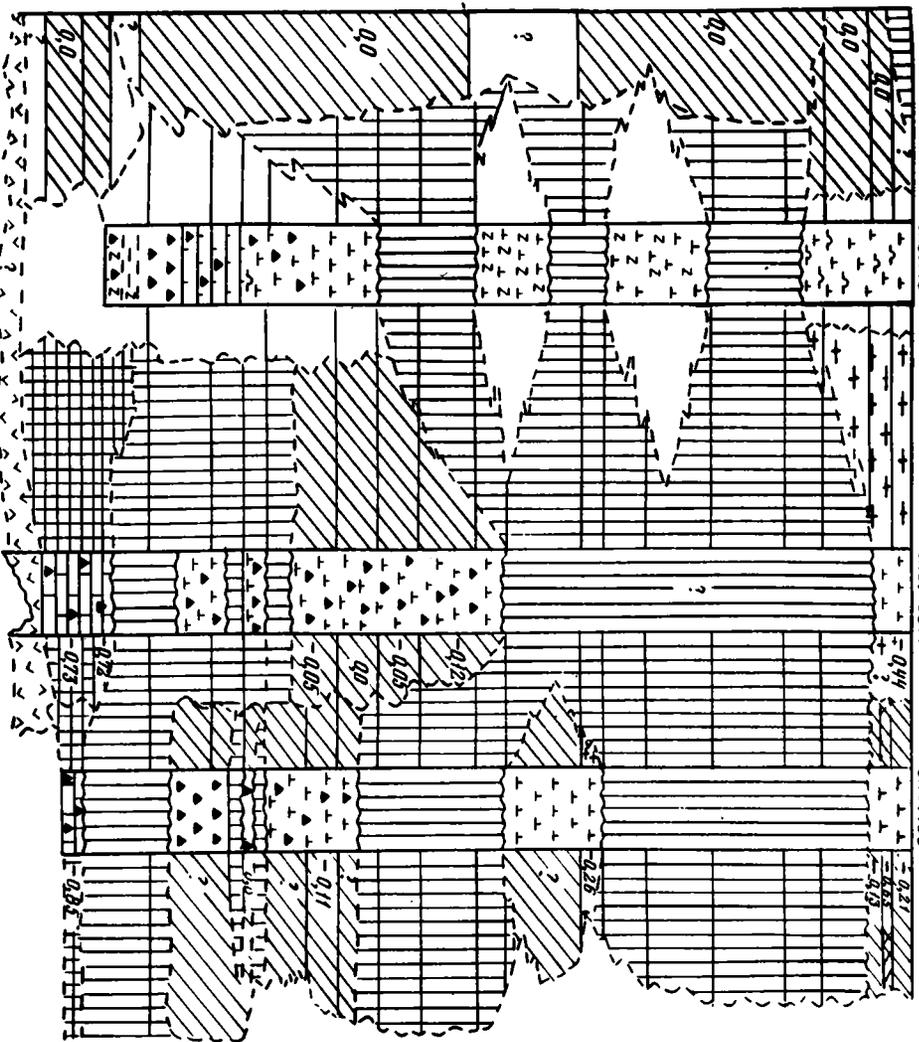
Факторные значения: 1 — < 0,25; 2 — 0,25–0,50; 3 — 0,50–0,70; 4 — > 0,70

Литология — см. на рис. 2

нитями и продуктами изменения базальтовой вулканокластике, тесно связанными с органическим веществом, преимущественно сапропелевой природы, фосфатами и набором тяжелых минералов.

Данная группировка компонентов характеризуется выраженным стратиграфическим положением в разрезе (см. рис. 25): она развита главным образом в известняковых отложениях раннего мела (ранний апт—поздний альб—ранний сеноман), связанных с начальными стадиями формирования бассейна. Как отмечалось выше, при описании разрезов скв. 463–466, эти относительно мелководные осадки характеризуются по-

Возвышенность Хессид
 Кр. 310 Кр. 465А Кр. 466



Горы Маркус - Неккер

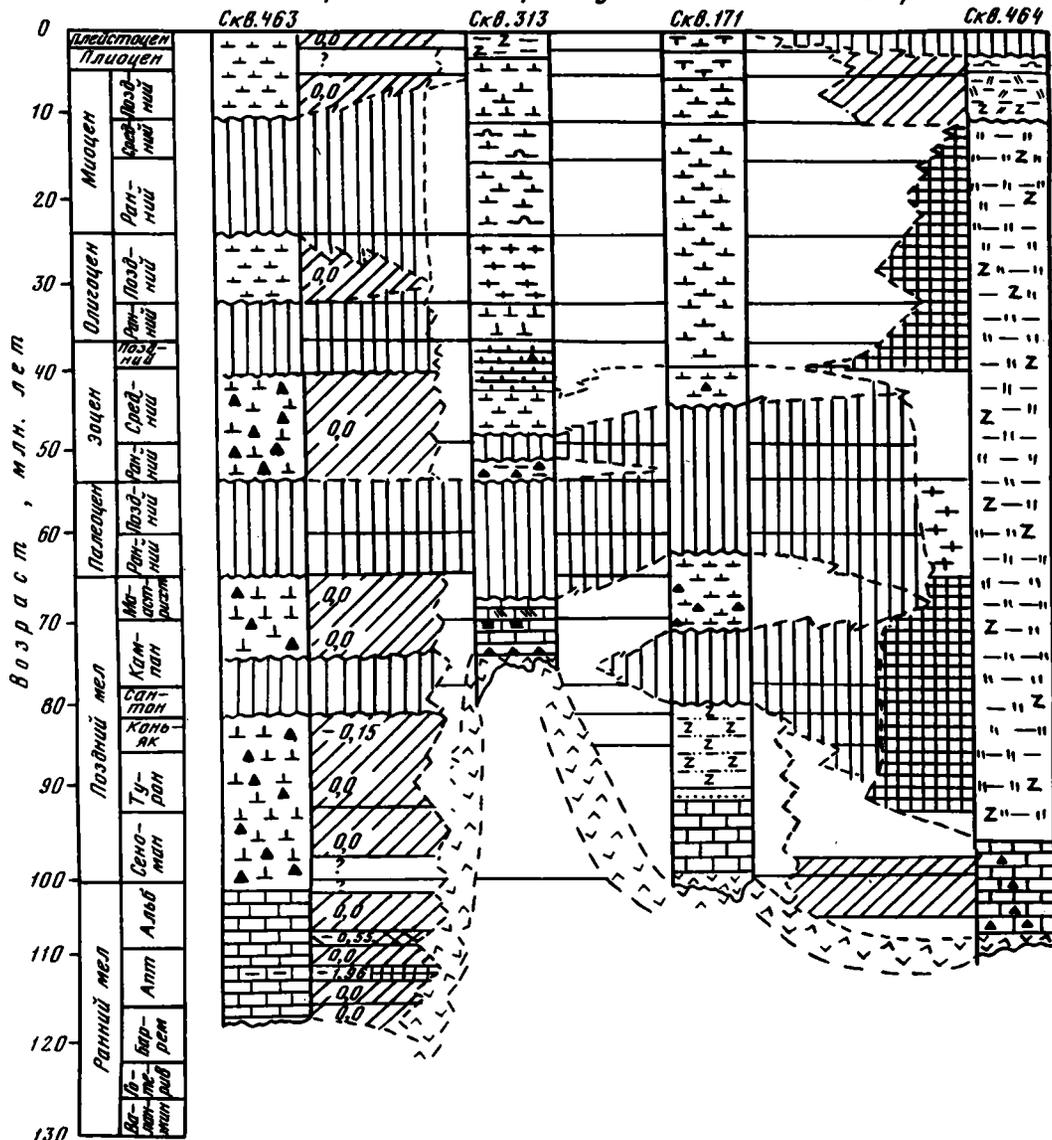


Рис. 25. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциации IIV (—) в постюрских отложениях скважин 62-го рейса

Факторные значения: 1 — < 0,25; 2 — 0,25–0,5; 3 — 0,5–1,0; 4 — > 1,0

Литология — см. на рис. 2

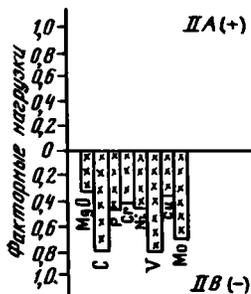
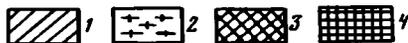
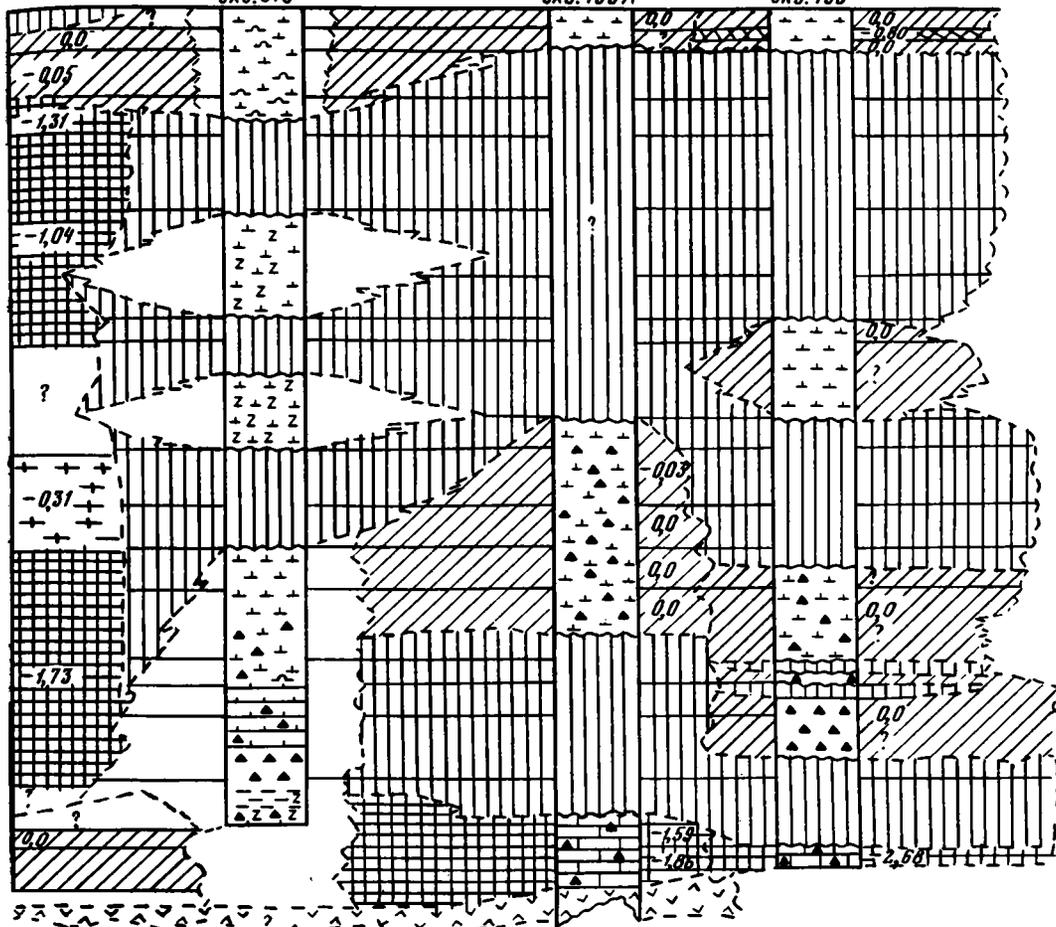
вышенными количествами базальтоидной вулканокластики, измененной в глинистые компоненты, и органического вещества сапропелевого типа. Вместе с тем обращает на себя внимание факт развития магнезиального монтмориллонита по тонкой базальтоидной вулканокластике, слагающей серию "бурых глин" (поздний мел—средний миоцен) в северной части возвышенности Хесса (скв. 464). В этом случае общий набор компонентов, за исключением $C_{орг}$, идентичен рассмотренной выше группировке. Подобная локальная особенность данного разреза не нарушает справедливости глав-

Возвышенность Хесса

Скв. 310

Скв. 465А

Скв. 466



ного геохимического вывода: ассоциация II B (-) с определенностью отражает раннюю стадию развития описанного бассейна в этом регионе.

Ассоциация II A (+): SiO_2 (0,93), Al_2O_3 (0,83), MgO (0,60), K_2O (0,70), Fe (0,74), Mn (0,36), P (0,43), Cr (0,40), Ni (0,34), Cu (0,47), Co (0,30), Pb (0,18), Ga (0,38), Ge (0,40). Данные по минералогии постюрских отложений позволяют считать, что рассматриваемая группировка представлена преимущественно глинистыми компонентами монтмориллонит-гидрослюдистого состава, которые развиты по базаль-

Горы Маркус-Неккер

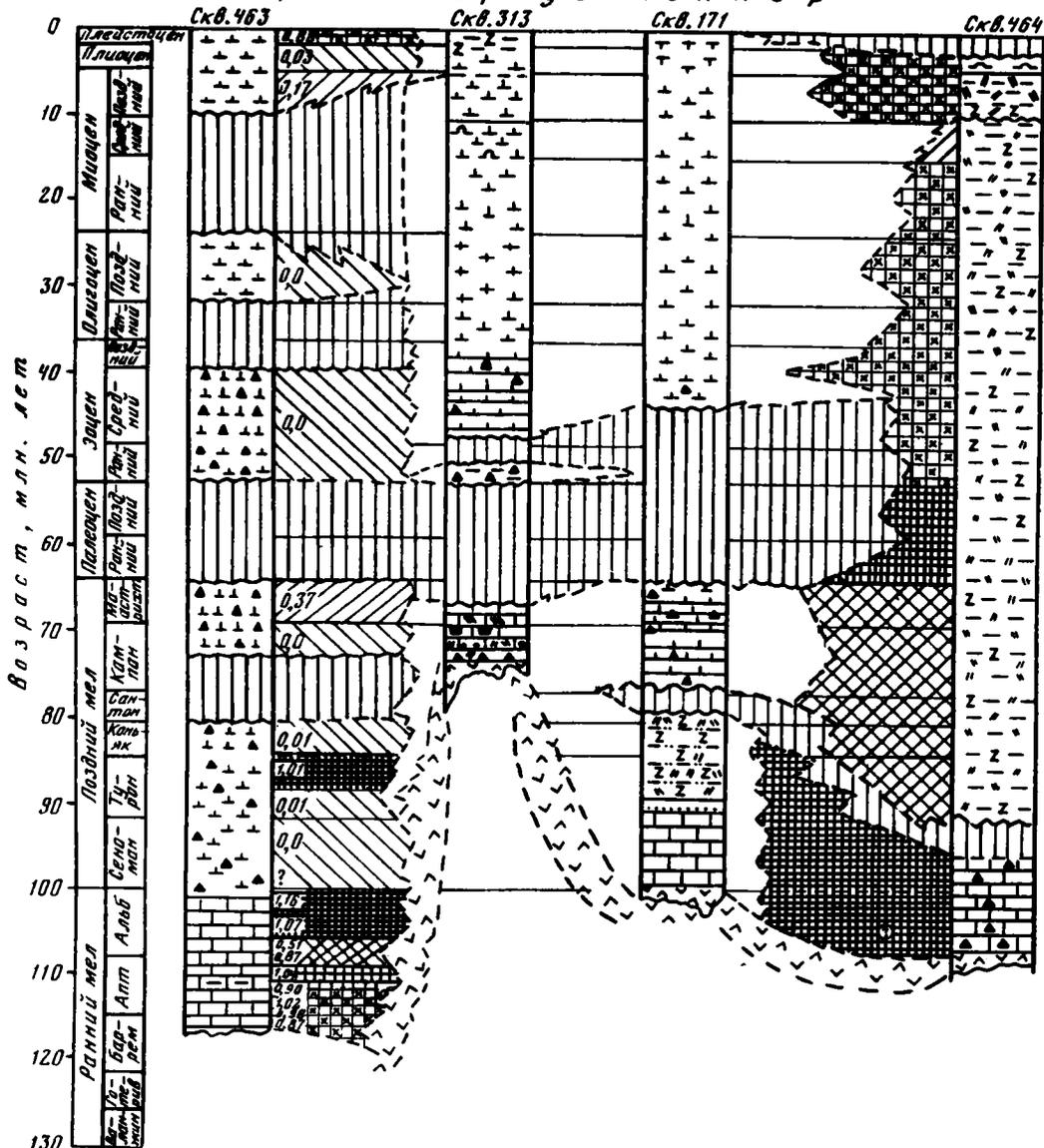


Рис. 26. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциации IIIA (+) в постэректных отложениях скважин 62-го рейса

Факторные значения: 1 – < 0,10; 2 – 0,10–0,50; 3 – 0,50–0,75; 4 – 0,75–1,00; 5 – > 1,00
Литология – см. на рис. 2

тоидной вулканокластике и с которыми могут быть связаны выделения свободного SiO₂ (опал, халцедон, кварц), отчасти гидроокислы Fe и Mn, а также соответствующий набор тяжелых металлов (см. табл. 29 и рис. 26).

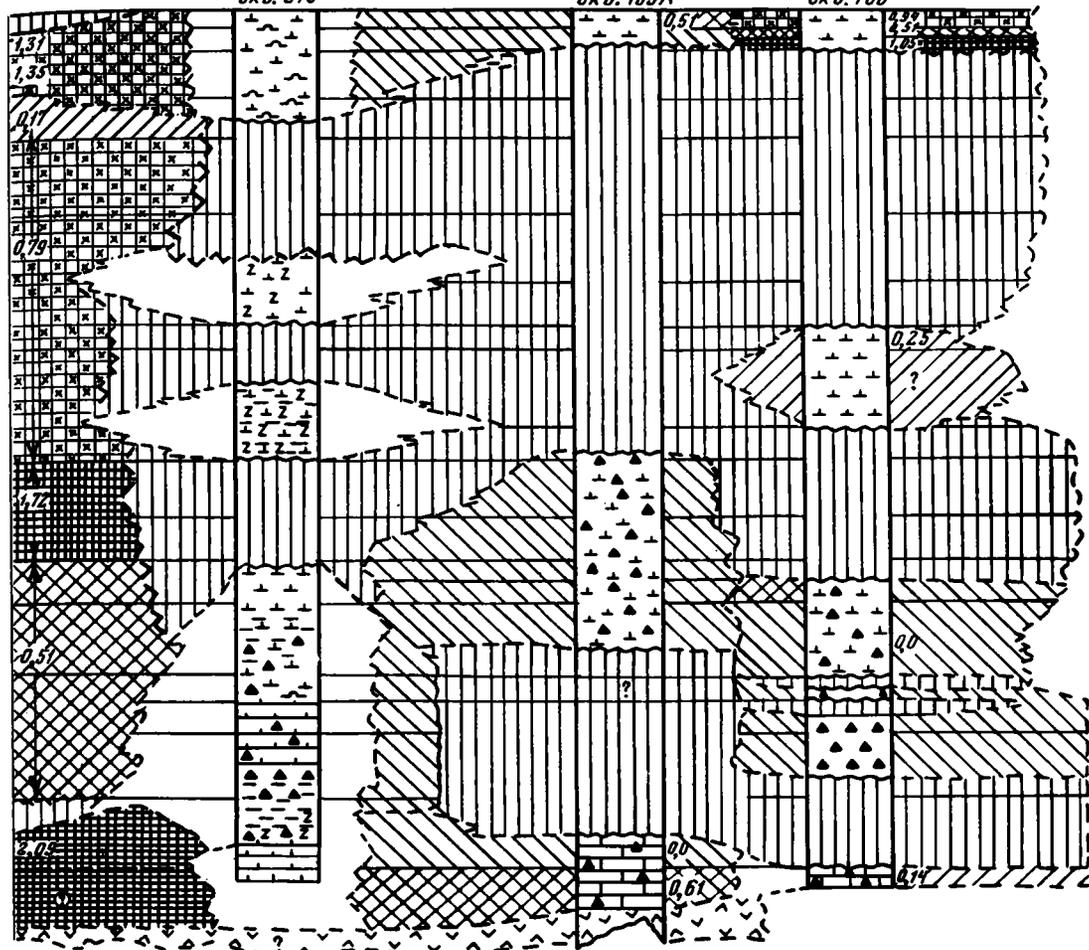
От ассоциации IA (+) (см. рис. 23) группировка IIIA (+) отличается более высокими величинами факторных нагрузок собственно монтмориллонит-гидрослюдистых компонентов: Al₂O₃, MgO, K₂O, а также наличием SiO₂, отсутствующей в ассоциации IA (+) (см. табл. 29).

Возвышенность Хесса

Скв. 310

Скв. 465А

Скв. 466



Относительно большие величины факторных значений ($> 0,50$) этой ассоциации отмечаются в отложениях, обогащенных глинистыми компонентами вулканогенной природы: преимущественно в раннемеловых породах, реже в осадках отдельных горизонтов позднего мела (см. рис. 26). Ассоциация характеризуется относительно четкой латеральной выдержанностью. Интервалы ее развития с определенностью отвечают отложениям ранних стадий развития океана при скользящем характере нижней и верхней геохронологических границ для двух главных структур: гор Маркус-Неккер и возвышенности Хесса (см. рис. 26). Вместе с тем локальное развитие вулканогенных глинистых компонентов как в северной части возвышенности Хесса (скв. 464, серия "бурых глин"), так и в южной ее части (скв. 466, плиоцен-плейстоценовые осадки) находит отражение в относительно повышенных величинах факторных значений (см. рис. 26). Однако эти частности не затушевывают главной индикаторной роли данной группировки.

Ассоциация IIIВ (-): CaO (-0,57), CO₂ (-0,42), C_{орг} (-0,04). Она представлена

Горы Маркус - Неккер

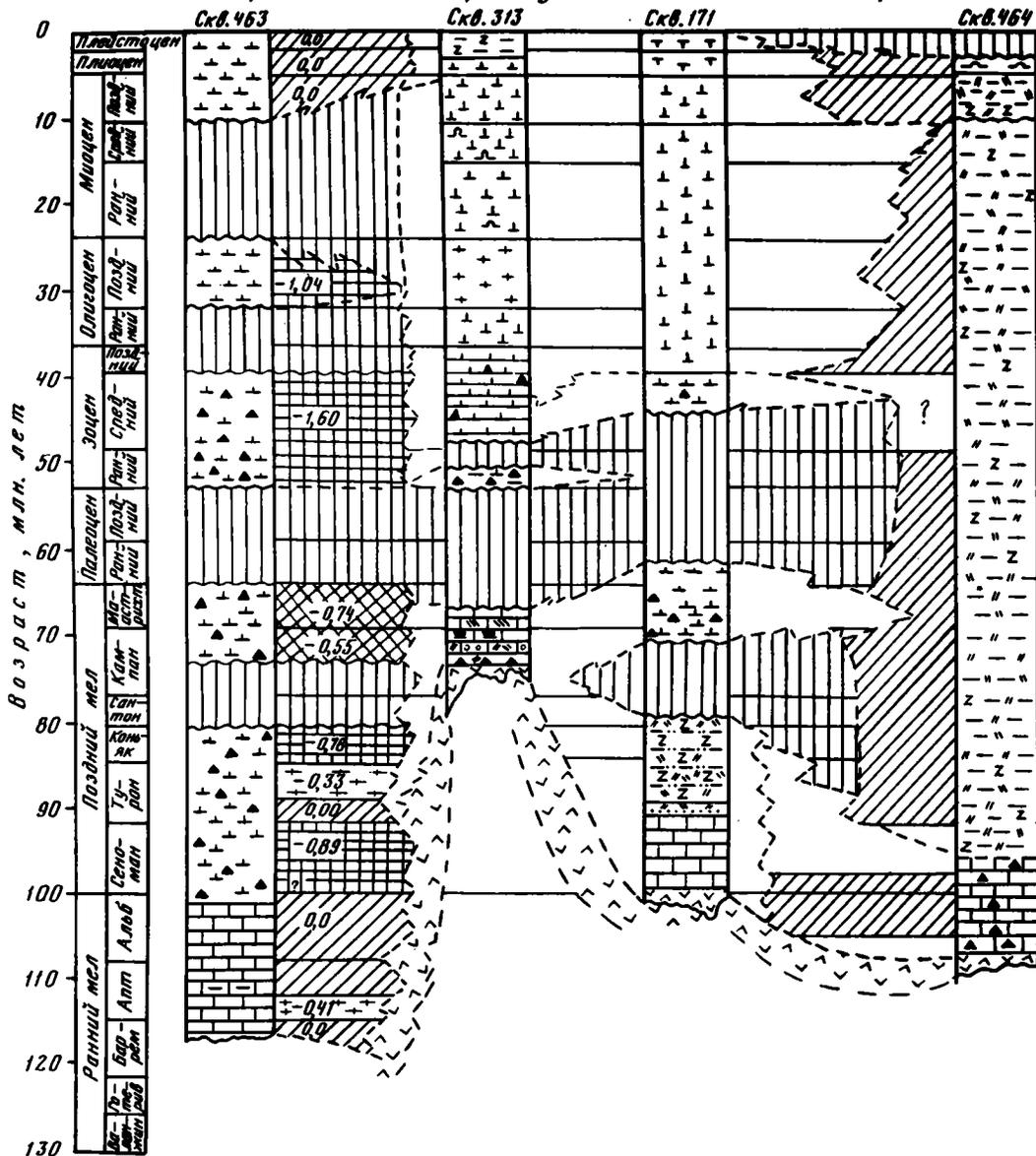


Рис. 27. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциации III B (—) в постюрских отложениях скважин 62-го рейса

Факторные значения: 1 — < 0,25; 2 — 0,25—0,50; 3 — 0,50—0,75; 4 — > 0,75
Литология — см. на рис. 2

карбонатом кальция, слагающим слабоконсолидированные осадки, преимущественно фораминиферо-наннофоссилиевые разности, включая писчий мел. Обращает на себя внимание наличие в составе группировки *Sorgr*, характеризующегося весьма низкой величиной факторной нагрузки (см. табл. 29).

Карбонатные отложения, отличающиеся относительно высокими величинами факторных значений этой ассоциации (> 0,5), распространены среди позднемеловых—

Возвышенность Хесса

Сх.в.310

Сх.в.465А

Сх.в.466

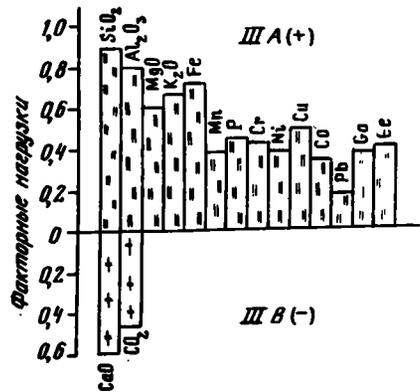
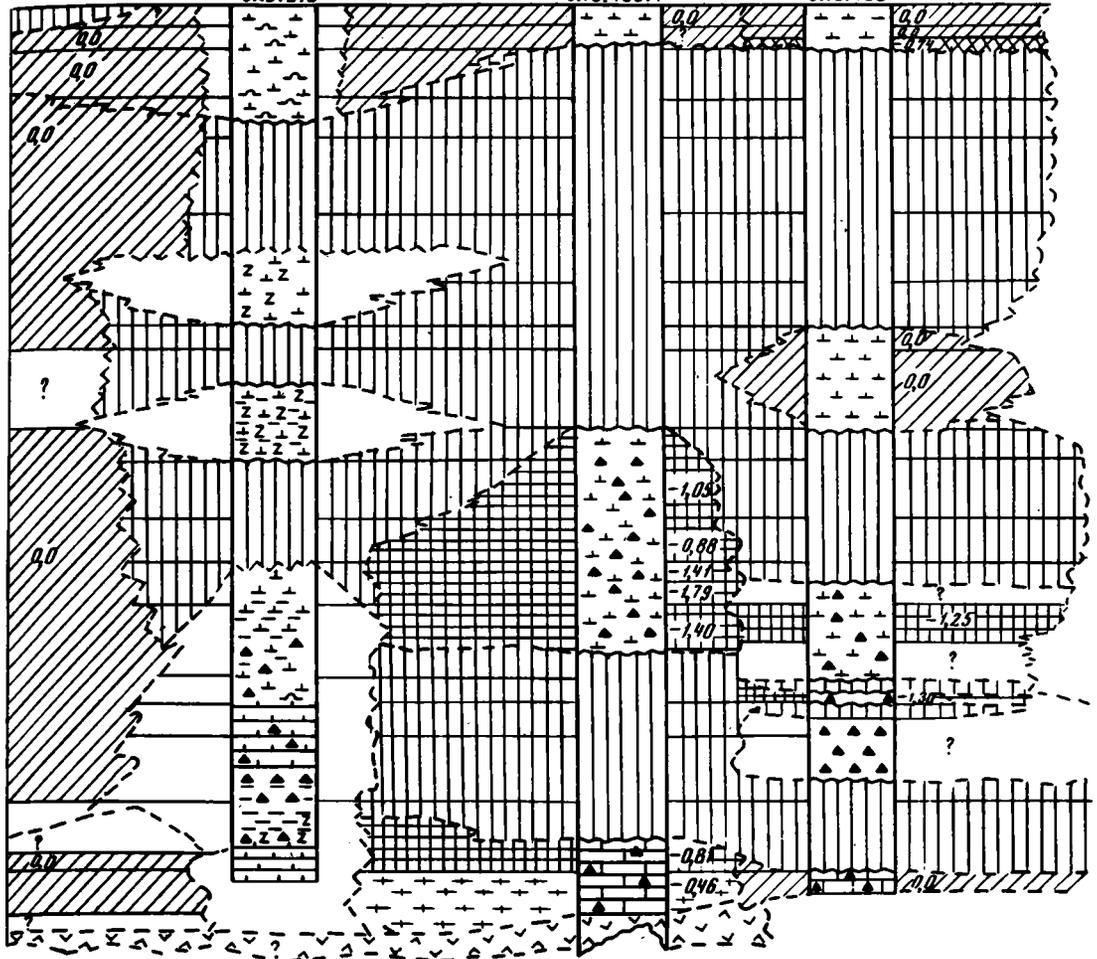


Таблица 29

Результаты факторного анализа для химических компонентов
отложений мезозоя и кайнозоя скв. 463, 464, 465, 465А и 466

Компонент	Факторные нагрузки после вращения			Компонент	Факторные нагрузки после вращения		
	Фактор I	Фактор II	Фактор III		Фактор I	Фактор II	Фактор III
SiO ₂	0,08	-0,03	0,93	Ni	0,78	-0,46	0,34
Al ₂ O ₃	0,21		0,83	V	0,36	-0,79	
CaO	-0,65		-0,57	Cu	0,72	-0,35	0,47
MgO	0,16	-0,32	0,60	Co	0,83		0,30
Na ₂ O	0,74		0,04	Pb	0,83		0,18
K ₂ O	0,57	-0,02	0,70	Ga	0,70		0,38
CO ₂	-0,78		-0,42	Ge	0,27		0,40
C _{орг}		-0,83	-0,04	Mo	0,58	-0,68	
Fe	0,53		0,74	Вклад в дисперсию, %	55,25	9,48	8,05
Mn	0,68		0,36	Суммарная дисперсия, %	55,25	64,73	72,78
P	0,40	-0,45	0,43				
Cr	0,65	-0,43	0,40				

третичных отложений, которые в большинстве случаев (см. рис. 27) играют роль базальных осадков, располагающихся над эрозионными перерывами. Как отмечалось в описаниях геохимии разрезов скв. 463–466, отложения несут отчетливые признаки продуктов растворения. В этом контексте присутствие в составе ассоциации C_{орг}, слабо связанного с карбонатом кальция, может быть истолковано как косвенное свидетельство наличия остаточного органического вещества.

Отложения, в которых C_{орг} содержится в ощутимых количествах (> 1%), характеризуются умеренными величинами факторных значений ($\approx 0,40$): нижний апт (скв. 463), верхний альб (скв. 465 и 465А) (см. рис. 27). Выше отмечалось, что в таких осадках органическое вещество связано с основной вулканокластикой и развитыми по ней глинистыми продуктами (ассоциация IIB (-); см. рис. 25).

Ассоциации, выявляемые на основе данных химического анализа, пересчитанных на БТКВ (табл. 30; рис. 28–33)

Ассоциация IA (+): Na₂O (0,10), Fe (0,18), Mn (0,15). Она представлена главным образом гидроокислами Fe и Mn, развитыми по базальтоидной вулканокластике (см. табл. 30, рис. 28). Выделяются два главных геохронологических интервала, отличающихся относительно высокими величинами (> 0,5) факторных значений (см. рис. 28): а) отложения раннего апта–раннего альба в районе гор Маркус-Неккер (скв. 463) и осадки позднего альба в южной части возвышенности Хесса (скв. 465А); б) плейстоценовые, частично плиоценовые осадки, обогащенные базальтоидной вулканокластикой и рассеянными выделениями гидроокислов Fe и Mn (см. рис. 28).

Ассоциация IB (-): K₂O (-0,26), Cr (-0,82), Ni (-0,89), V (-0,91), Cu (-0,68), Co (-0,49), Pb (-0,34), Ga (-0,49), Ge (-0,33), Mo (-0,67). Избыточные количества K и связанных тяжелых металлов (см. табл. 30, рис. 29), образующих группировку, развитую преимущественно среди нижнемеловых отложений, позволяют интерпретировать ее как представляющую гидрослюдистые компоненты, сформировавшиеся по базальтовой вулканокластике. В отличие от рассмотренных выше группировок IA (+) (см. рис. 23) и IIIA (+) (см. рис. 26), полученных после обработки валовых определений (в пересчете на воздушно-сухую навеску) и отражающих распределение в целом вулканокластики и монтмориллонит-гидрослюдистых фаз в изученных разрезах, результаты пересчетов на БТКВ позволяют рассматривать распределение собственно гидрослюдистых компонентов (см. рис. 29). Подчеркнем, что относительно высокие фактор-

Таблица 30

Результаты факторного анализа для химических компонентов
(в пересчете на БТКВ) отложений мезозоя
и кайнозоя скв. 463, 464, 465, 465А и 466

Компонент	Факторные нагрузки после вращения			Компонент	Факторные нагрузки после вращения		
	Фактор I	Фактор II	Фактор III		Фактор I	Фактор II	Фактор III
CaO	-0,04	0,88	0,18	Cu	-0,68	-0,45	
MgO	0,01		0,55	Co	-0,49	-0,33	-0,72
Na ₂ O	0,10	-0,32	-0,77	Pb	-0,34		-0,82
K ₂ O	-0,26	-0,38	-0,03	Ga	-0,49		-0,77
Fe	0,18	0,73	0,42	Ge	-0,33		-0,70
Mn	0,15	0,84	0,17	Mo	-0,67	-0,17	-0,30
Cr	-0,82	-0,11	-0,30	Вклад в дисперсию, %	44,61	12,95	8,69
Ni	-0,89	-0,07		Суммарная дисперсия, %	44,61	57,56	66,25
V	-0,91	-0,11					

ные значения ($> 0,30$) этой гидрослюдистой группировки наблюдаются в отложениях различных горизонтов нижнего мела всех без исключения скважин изученного региона. Иными словами, относительно глубокая эпигенетическая переработка базальтоидной вулканокластике, сопровождаемая выраженной гидрослюдизацией, является характерной региональной особенностью начальных стадий формирования океанского бассейна, имевших место с некоторым временным сдвигом в разных участках (см. рис. 29).

Вместе с тем ограниченное развитие вулканогенных "бурых глин" (средний миоцен—турон (?)) в северной части возвышенности Хесса (скв. 464), в составе которых гидрослюды играют существенную роль, находит отражение в весьма высоких величинах факторных значений ассоциации IV (-) (см. рис. 29). Однако эта локальная особенность не снижает регионального значения данной группировки как геохимического индикатора начальной стадии развития, по крайней мере для исследованной части Тихого океана.

Ассоциация IIA (+): CaO (0,88), Fe (0,73), Mn (0,84). Набор компонентов и анализ данных по минералогии и литологии изученных отложений позволяет считать, что данная ассоциация имеет двойственную природу, представляя собой: а) продукты глубокого изменения базальтоидной вулканокластике, что примечательно для отложений раннего мела, раннего сеномана (см. табл. 30, рис. 30); б) остаточные продукты нерастворимых накоплений на границах крупных эрозионных перерывов (см. рис. 30) в отложениях позднего мела и кайнозоя. Справедливость этих выводов подтверждается материалами по конкретному изучению геохимии и минералогии разрезов скв. 363—366.

Ассоциация IIB (-): Na₂O (-0,32), K₂O (-0,38), Cr (-0,11), V (-0,11), Cu (-0,45), Co (-0,33), Mo (-0,17). Избыточные количества Na₂O, K₂O и связанных с ними тяжелых металлов (см. табл. 30), особенности их распространения, интерпретируемые в контексте данных по минералогии и литологии (см. рис. 31), позволяют считать, что рассматриваемая группировка представлена специфическими Na-монтмориллонит-гидрослюдистыми смешаннослойными фазами, развитыми по основной и средней вулканокластике. Описание таких минеральных фаз приводится в геохимических описаниях разрезов скв. 463—466.

Подобно ряду других продуктов изменения вулканокластике (см. рис. 30) ассоциация IIB (-) характеризуются двойственной природой. Наиболее высокие величины факторных значений (около 1) наблюдаются в раннемеловых, раннесеноманских отложениях, подчеркивая геохимическую специфичность начальных стадий развития бассейна (см. рис. 31). Наряду с этим высокие факторные значения ассоциации

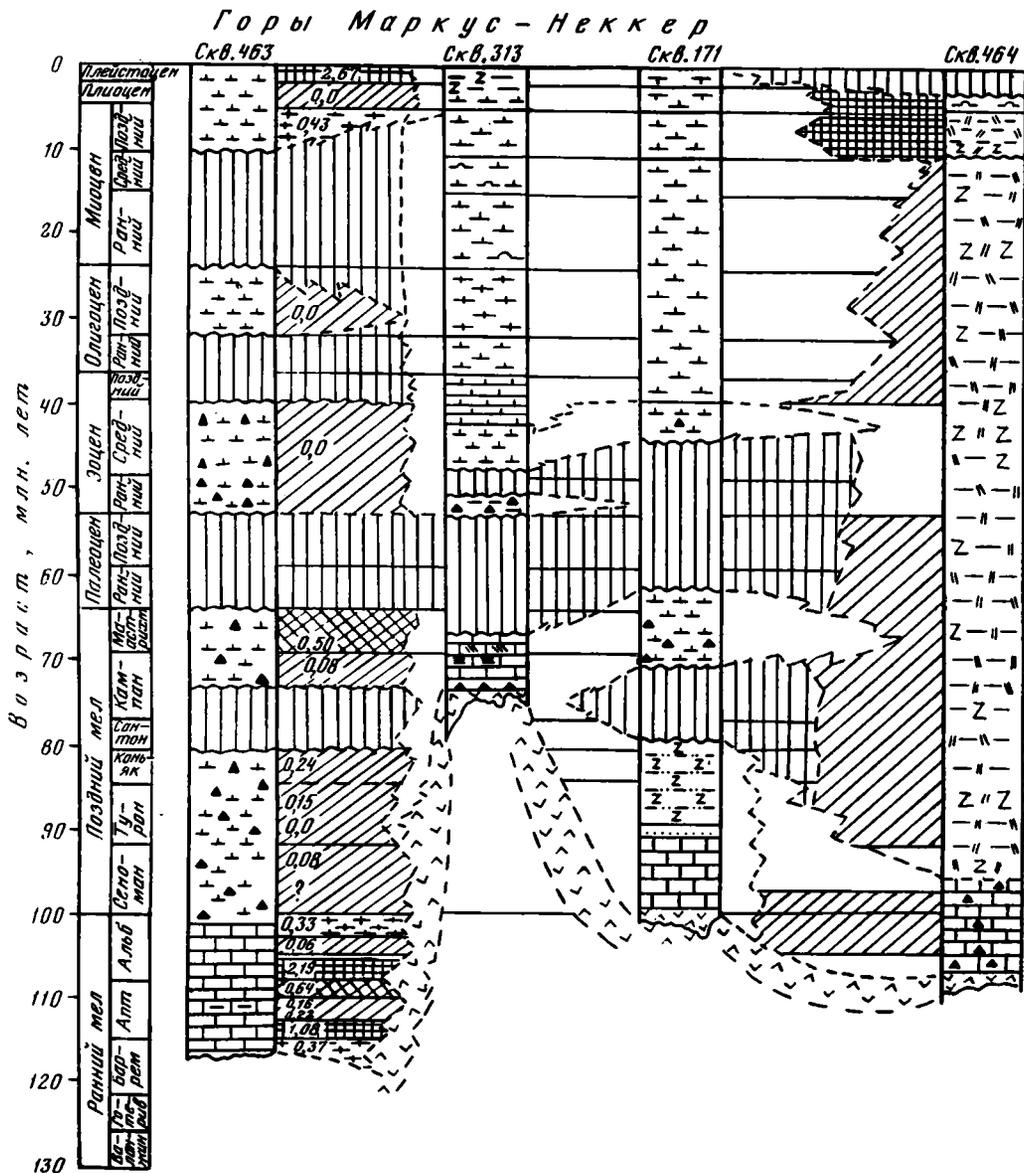


Рис. 28. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциации IA (+) (в пересчете на БТККВ) в постюрских отложениях скважин 62-го рейса

Факторные значения: 1 - < 0,25; 2 - 0,25-0,50; 3 - 0,50-0,75; 4 - 0,75-1,00; 5 - > 1,00
Литология - см. на рис. 2

характерны для позднемеловых, третичных осадков, располагающихся около эрозионных границ крупных перерывов в южной части возвышенности Хесса. В этих случаях данная группировка отражает наличие остаточных (после растворения) продуктов, которые накапливались в биогенных карбонатных осадках.

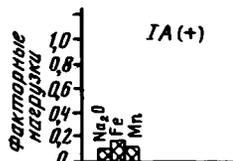
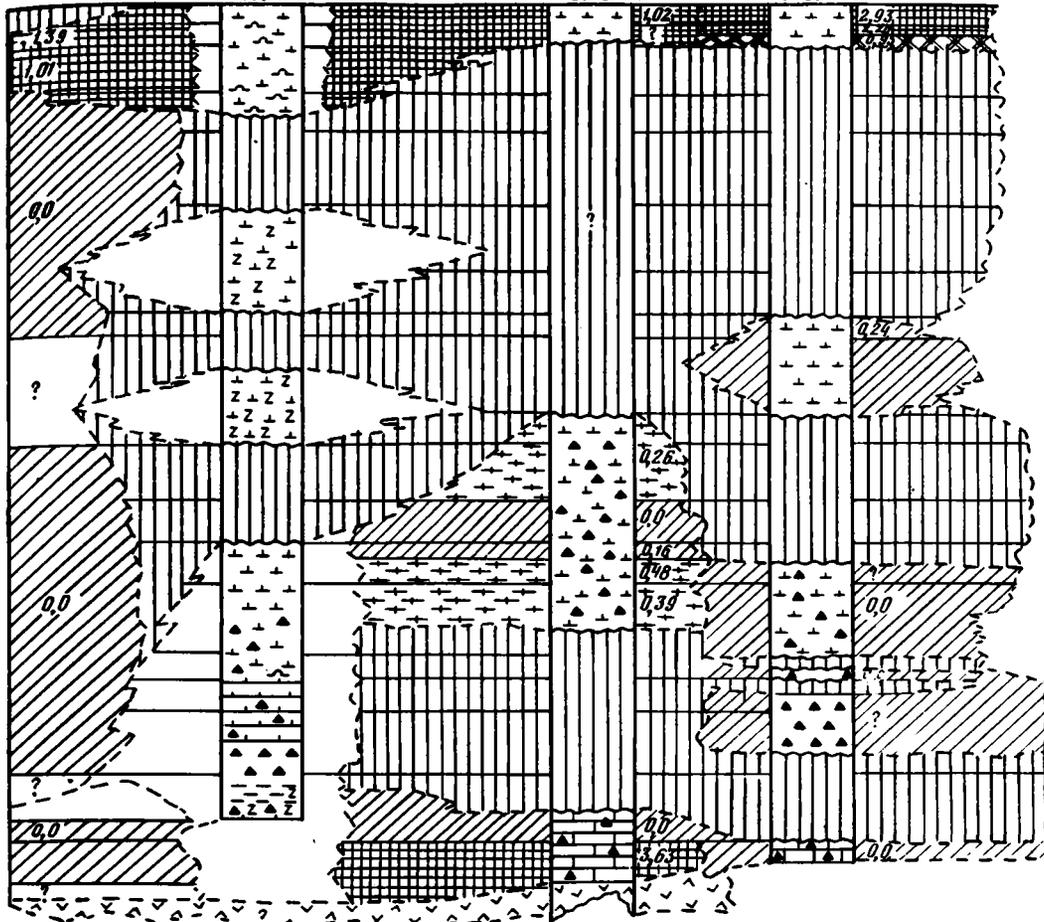
Уместно подчеркнуть, что эта ассоциация не развита среди вулканокластических накоплений в северной части возвышенности Хесса, что может быть связано с относительно более основным составом этих вулканитов (см. рис. 31). Таким образом, ассо-

Возвышенность Хесса

Скв. 310

Скв. 465А

Скв. 466



циация IIВ(-) как парагенетическая группировка компонентов, представляющих специфические монтмориллонит-гидроалюминатные фазы, развитые по вулканокластическому материалу, является определенным индикатором геохимической эволюции седиментации этой части Тихого океана.

Ассоциация IIIА(+): CaO (0,18), Mg (0,55), Fe (0,42), Mn (0,17). Состав ассоциации и особенности ее распределения в постюрских отложениях отчетливо свидетельствуют, что она представлена мафической (базальтоидной) вулканокластикой и раз-

Г о р ы М а р к у с - Н е к к е р

Скв. 463

Скв. 313

Скв. 171

Скв. 464

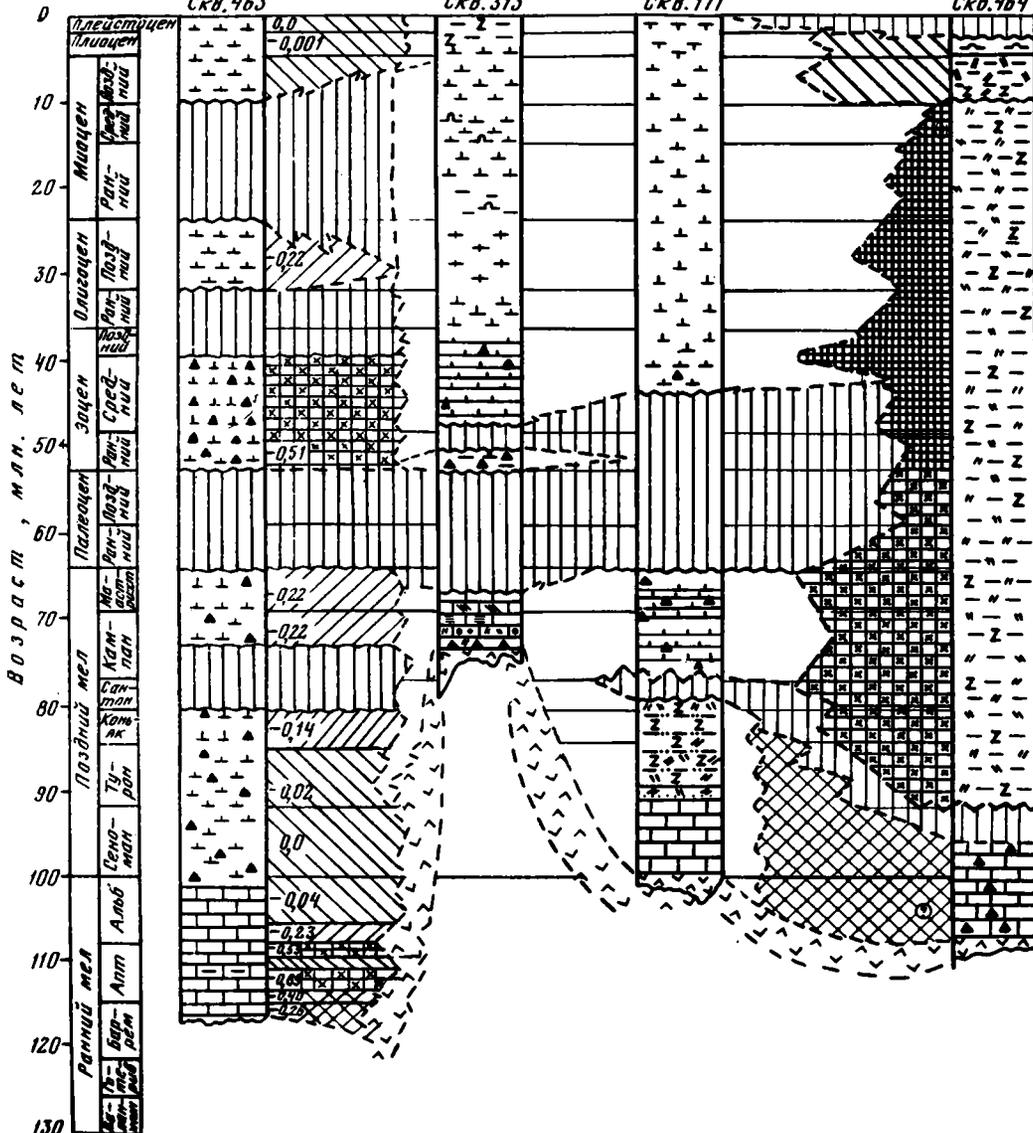


Рис. 29. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциации IV (—) (в пересчете на БТККЕ) в постюрских отложениях скважин 62-го района

Факторные значения: 1 — < 0,10; 2 — 0,10—0,25; 3 — 0,25—0,50; 4 — 0,50—1,00; 5 — > 1,00
Литология — см. на рис. 2

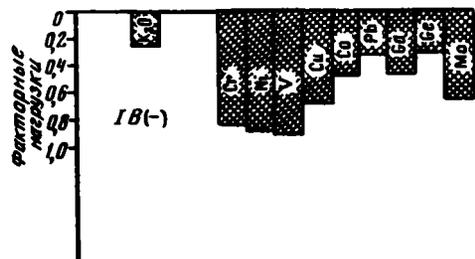
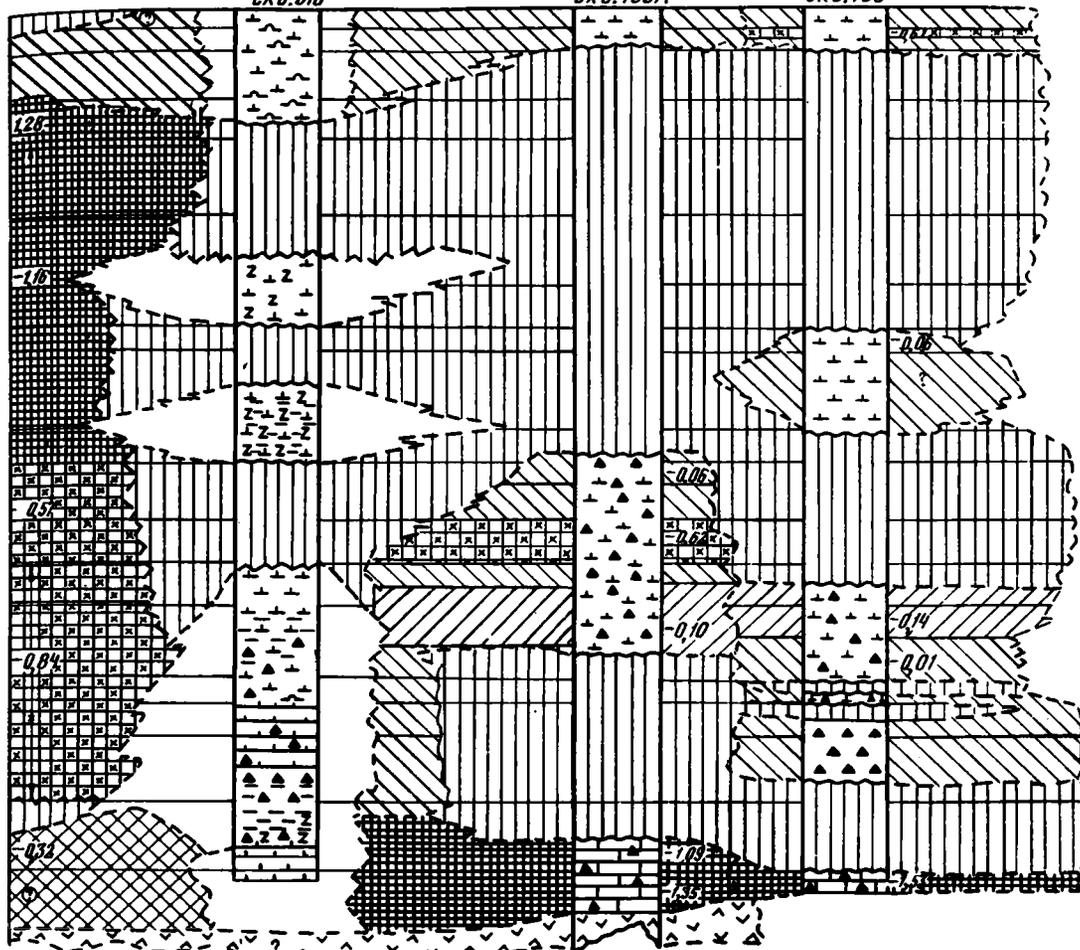
витыми по ней железо-магнезиальными монтмориллонитами (см. табл. 30, рис. 32). Приведенные выше данные по геохимии осадков скв. 463—466 подтверждают этот вывод. Наряду с уже рассмотренными парагенетическими группировками, представляющими различные продукты изменения основной, в меньшей мере средней вулканокластике, данная группировка развита главным образом среди раннемеловых, ранне-

Возвышенность Хесса

Скв.310

Скв.465А

Скв.466



-  1
-  2
-  3
-  4
-  5

Горы Маркус-Меккер

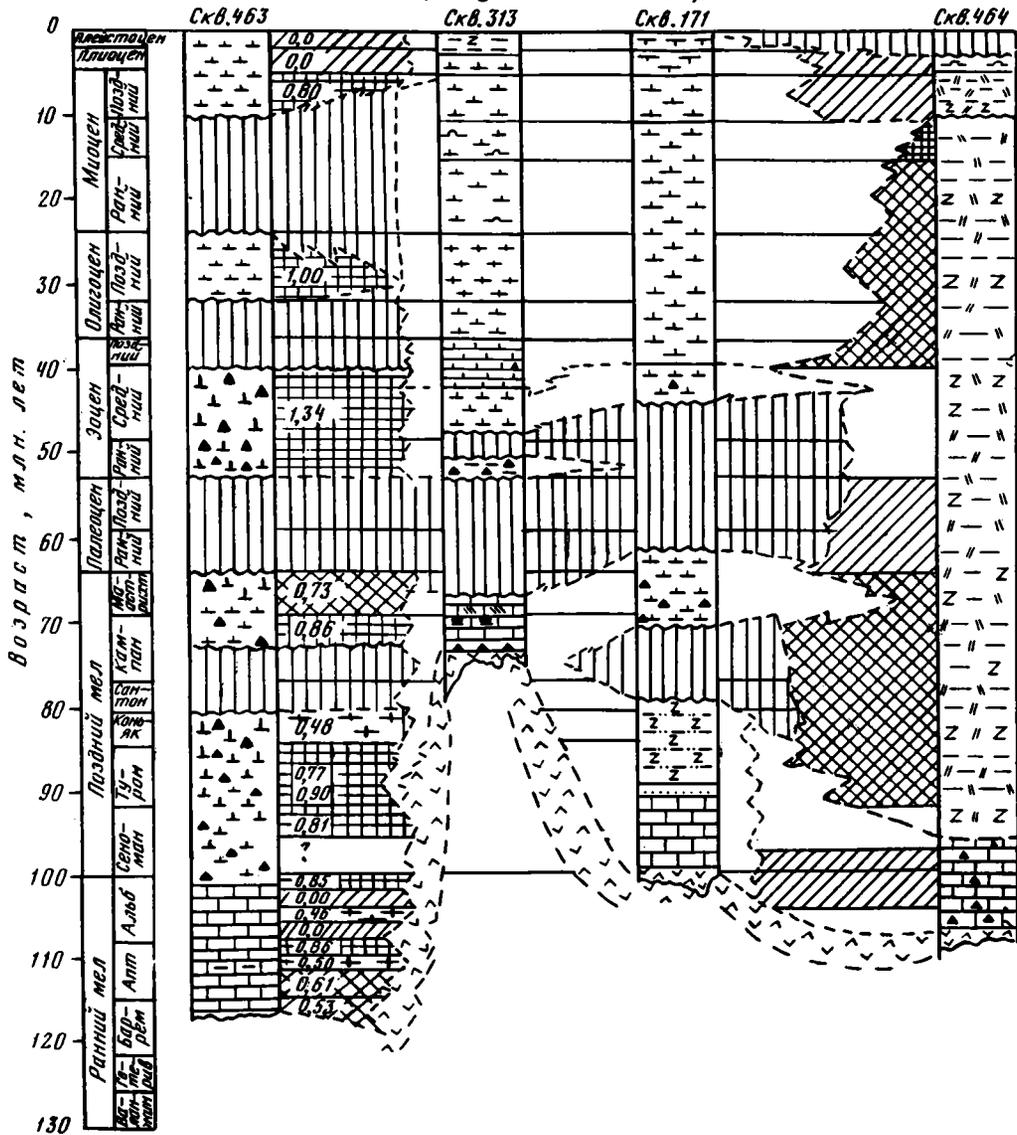


Рис. 30. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциации IIA(+) (в пересчете на БТККВ) в постюрских отложениях скважин 62-го рейса

Факторные значения: 1 - < 0,25; 2 - 0,25-0,50; 3 - 0,50-0,75; 4 - > 0,75
Литология - см. на рис. 2

сеноманских отложений, знаменующих начальную стадию эволюции бассейна (см. рис. 32).

Существенная примесь базальтоидной вулканокластики и Fe-Mg-монтмориллонитовых продуктов ее изменения в разрезе северной части возвышенности Хесса (скв. 464) находит отражение в высоких величинах факторных значений ассоциаций. В ряде случаев (см. рис. 32) повышенные величины факторных значений (> 0,50) наблюдаются

Горы Маркус — Неккер

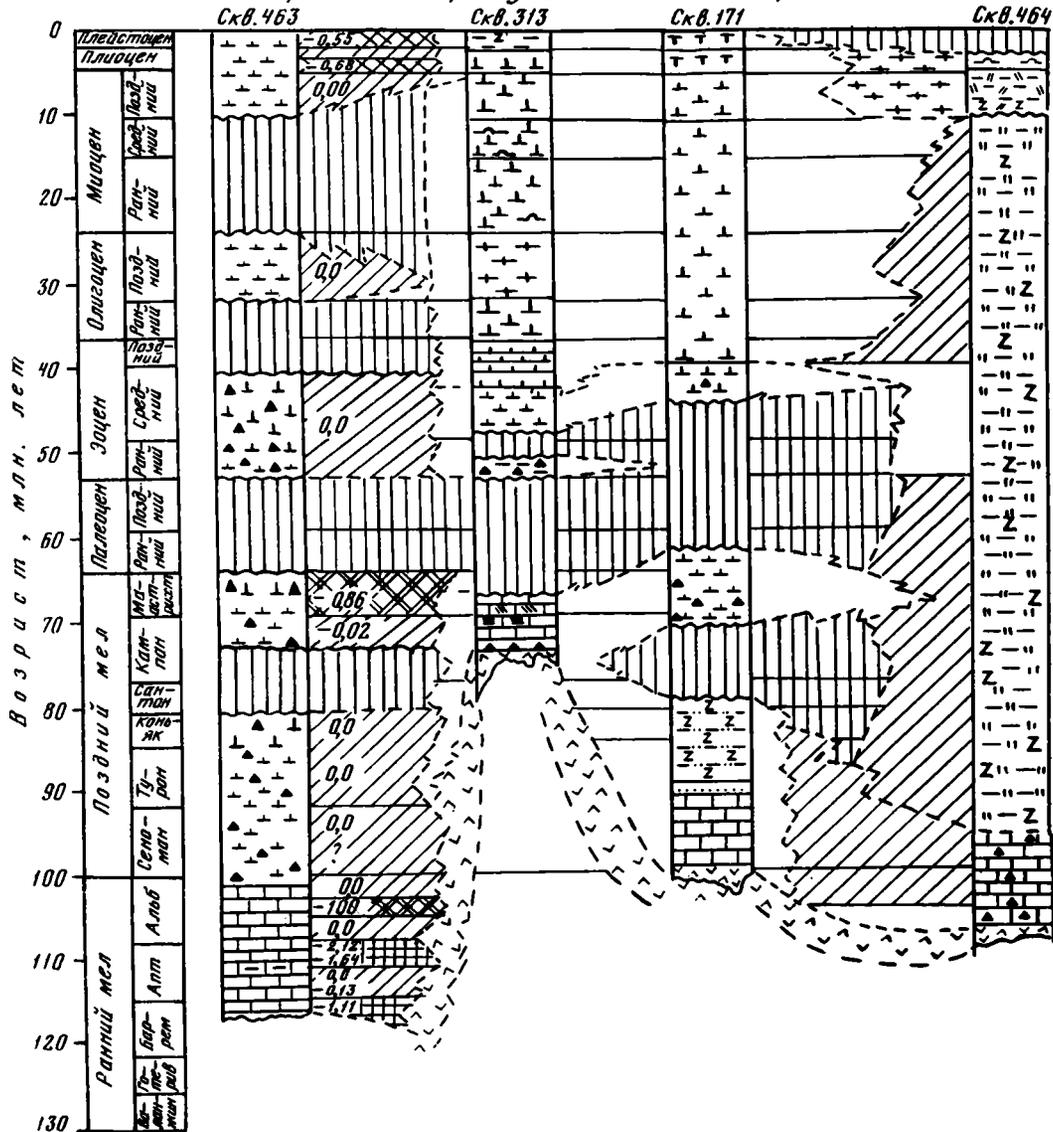
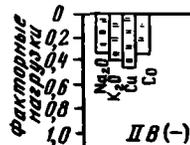
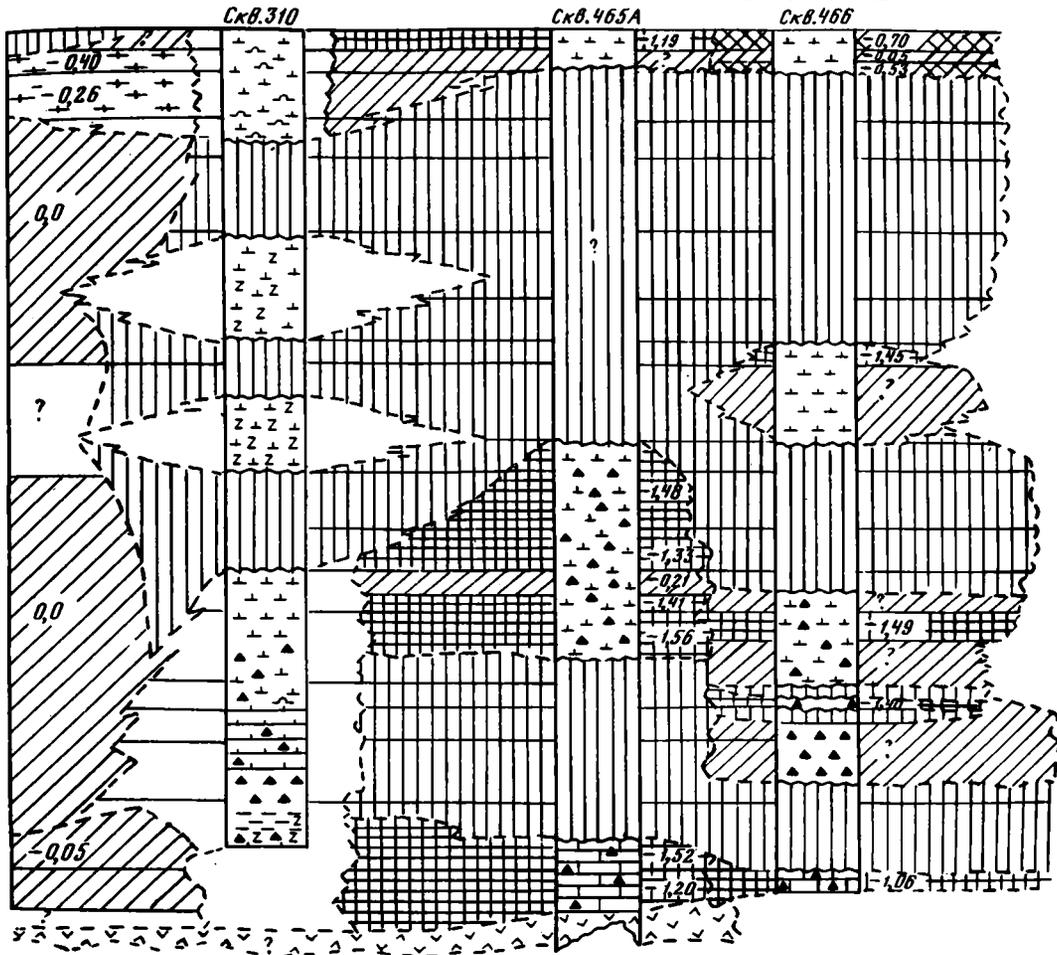


Рис. 31. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциации IIB (—) (в пересчете на БТККВ) в постюрских отложениях скважин 62-го рейса
 факторные значения: 1 — < 0,25; 2 — 0,25—0,50; 3 — 0,50—0,75; 4 — 0,75—1,00; 5 — > 1,00
 Литология — см. на рис. 2

в карбонатных позднемеловых, третичных осадках, располагающихся около границ крупных эрозионных перерывов. В этом случае данная ассоциация представляет собой остаточные (после растворения) продукты, в составе которых присутствуют Mg-Fe-сметиты. Однако главное геохимическое значение ассоциации заключается в том, что она отражает раннюю стадию развития бассейна, достаточно определенно выдержанную в исследованном регионе (см. рис. 32).

Возвышенность Хесса



Ассоциация IIIB (-): Na_2O (-0,77), Cr (-0,30), Co (-0,72), Pb (-0,82), Ga (-0,77), Ge (-0,70), Mo (-0,30). Эта ассоциация представлена специфичной Na-монтмориллоновой фазой, с которой тесно связан широкий набор тяжелых металлов. Относительно высокие величины факторных значений ($> 0,50$) свойственны осадкам, несущим преимущественно базальный характер, т.е. лежащим в основании отложений, разделенных крупными эрозионными перерывами (см. рис. 33). Подобные соот-

Горы Маркус - Неккер

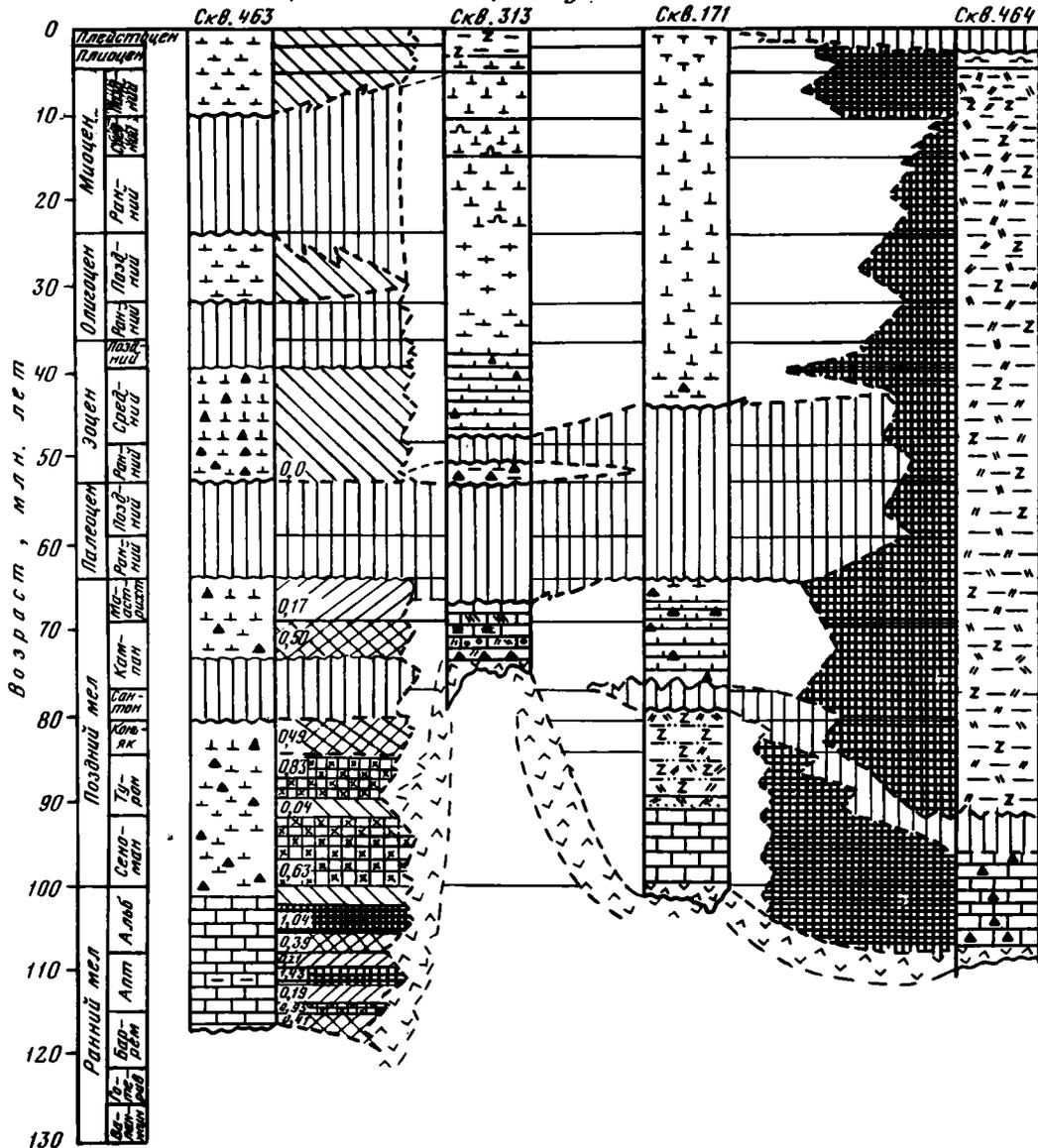


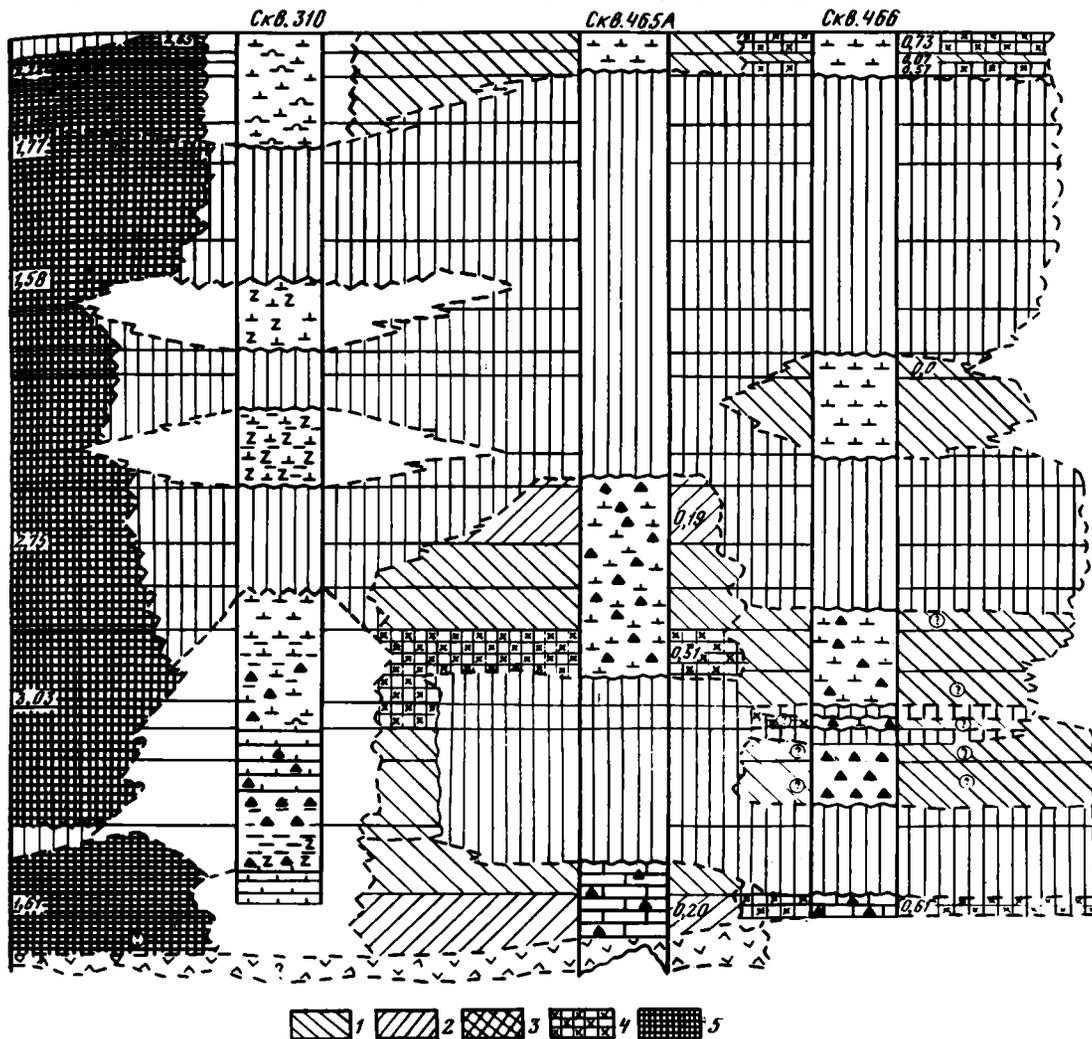
Рис. 32. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциации IIIA (+) (в пересчете на БТКВ) в постюрских отложениях скважин 62-го рейса

Факторные значения: 1 - < 0,10; 2 - 0,10-0,25; 3 - 0,25-0,50; 4 - 0,50-1,00; 5 - > 1,00
 Литология - см. на рис. 2

ношения наряду с химизмом группировки могут свидетельствовать об остаточной (после растворения) природе данных продуктов.

Это положение справедливо как для базальных раннемеловых отложений, которыми начинается осадочная толща разреза, так и для позднемеловых-третичных осадков, сохранившихся после крупных перерывов.

Возвышенность Хесса



РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ КОМПОНЕНТОВ

Данные о средних содержаниях компонентов для главных геохронологических подразделений исследованных разрезов скв. 463—466 изложены в предыдущих разделах. Приведенные выше особенности распределения парагенетических ассоциаций, представляющих конкретные фазы, позволяют относительно полно оценить минеральные формы рассматриваемых компонентов.

С учетом этих данных ниже обсуждается распределение содержания компонентов в пересчете как на воздушно-сухую навеску, так и на БТККВ (для снятия разбавляющего влияния карбонатов, кремнезема, возможной терригенной примеси и приведения вещества осадка к некоторой качественно сопоставимой основе).

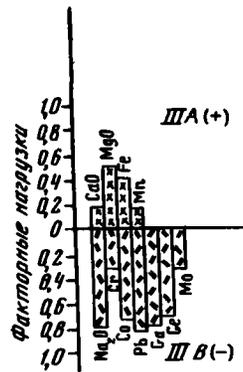
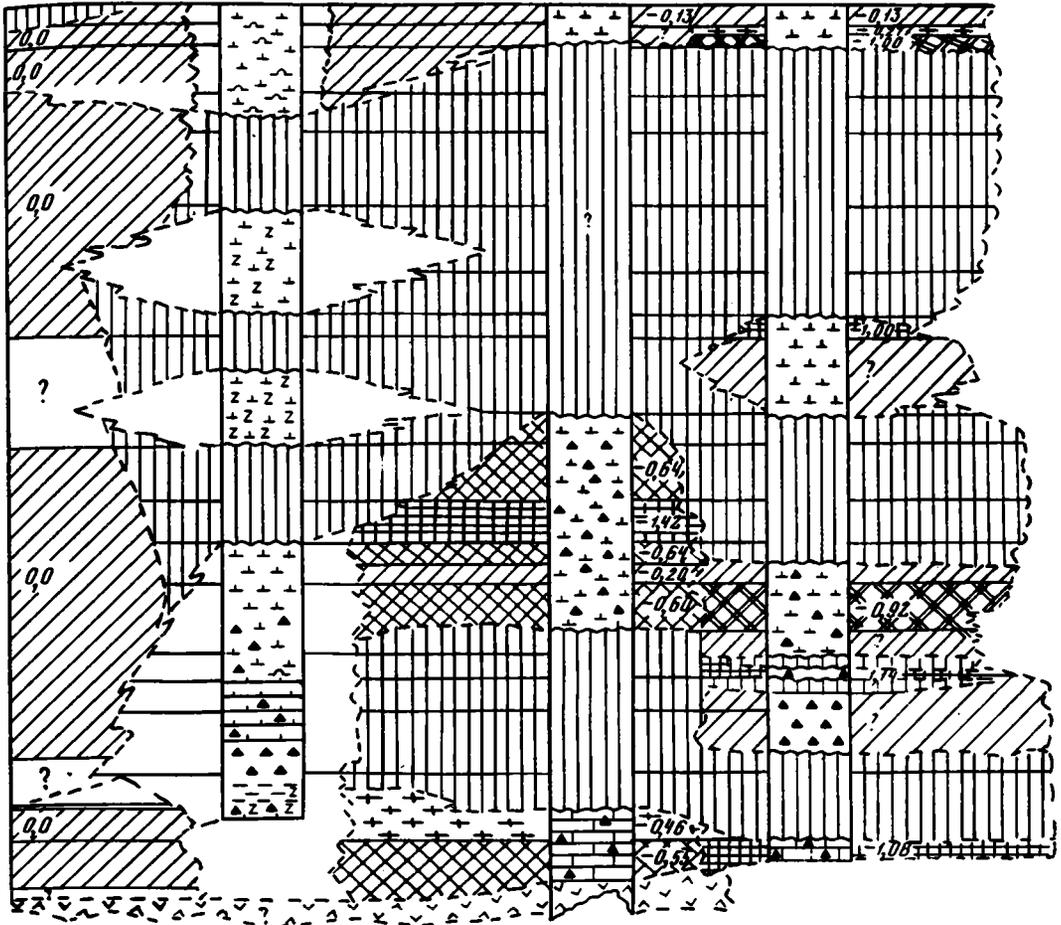
Распределение CaCO_3 (рис. 34). Обсуждавшиеся выше ассоциации IB(-) (см. рис. 24) и IIIВ(-) (см. рис. 27) представляют собой соответственно эпигенетически перекристал-

В о з в ы ш е н н о с т ь Х е с с а

Скв.310

Скв.465А

Скв.466



Горы Маркус - Неккер

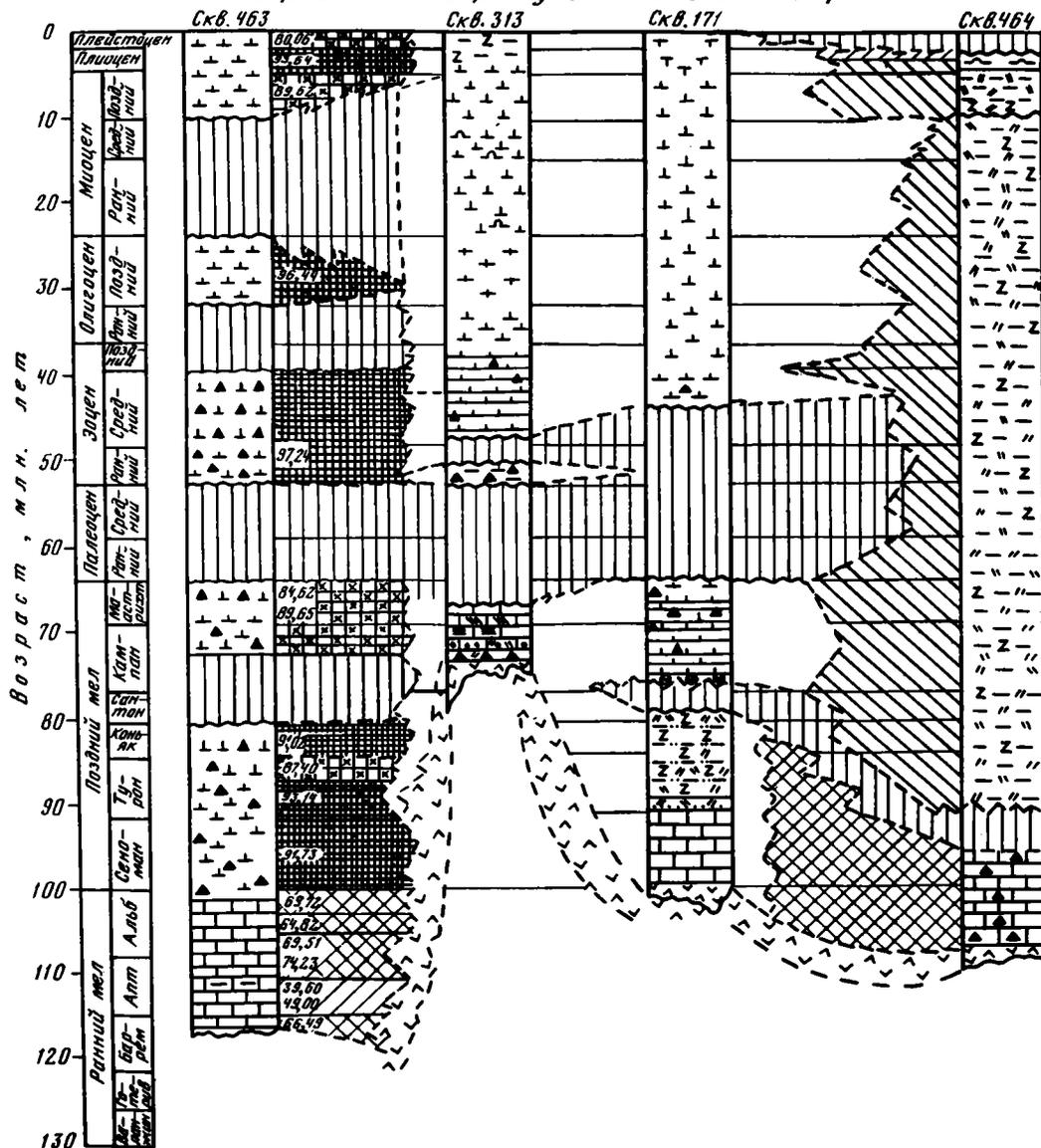


Рис. 34. Стратиграфическое распределение CaCO_3 (среднее содержание, нормативная молекула) в постюрских отложениях скважин 62-го рейса

Содержание (вес. %): 1 - < 25; 2 - 25-50; 3 - 50-75; 4 - 75-90; 5 - > 90

Литология - см. на рис. 2

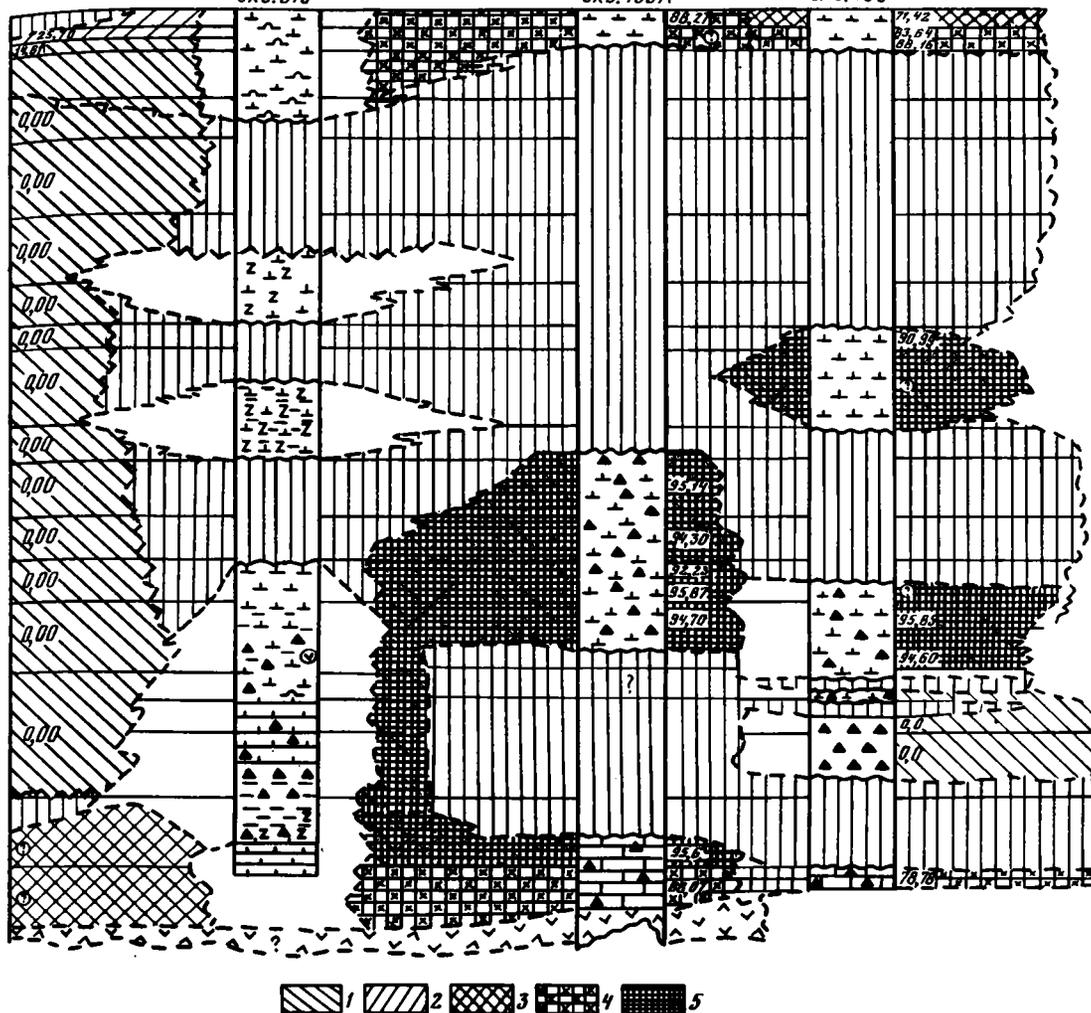
б) позднемеловые и раннетретичные отложения характеризуются максимальными количествами CaCO_3 (> 90%), что может свидетельствовать о положении изученных районов океана выше уровня карбонатной компенсации того времени; особая роль при этом принадлежит геохронологическим интервалам, в течение которых отдельные участки находились в экваториальной зоне высокой биологической продуктивности при общем направленном к северу движении Тихоокеанской плиты [Lancelot, Larson, 1975; Lancelot, 1978; Andel, 1974];

Возвышенность Хесса

Скв. 310

Скв. 465А

Скв. 466



в) отложения позднего миоцена и особенно плейстоцена отличаются относительно пониженными количествами CaCO_3 из-за разбавляющего воздействия кремнистых компонентов и вулканокластики, что связано с активизацией островного вулканизма в это время и с нахождением данного региона в северной олиготрофной зоне Тихого океана;

г) в отдельных районах, например в северной части возвышенности Хесса (скв. 464), карбонатные осадки в течение позднего мела и кайнозоя накапливались в весьма ограниченном количестве (см. рис. 34) из-за блокового опускания этих участков ниже глубины карбонатной компенсации при доминирующем поступлении вулканогенных компонентов из местных источников.

Распределение SiO_2 (рис. 35). Формы свободной, алюмосиликатной и силикатной SiO_2 в постюрских осадках обсуждались при рассмотрении геохимии разрезов скв. 463—466, а также ассоциации IIIA (+) (см. рис. 26). Отметим основные особенности распределения валовых количеств SiO_2 (см. рис. 35) :

Горы Маркус - Неккер

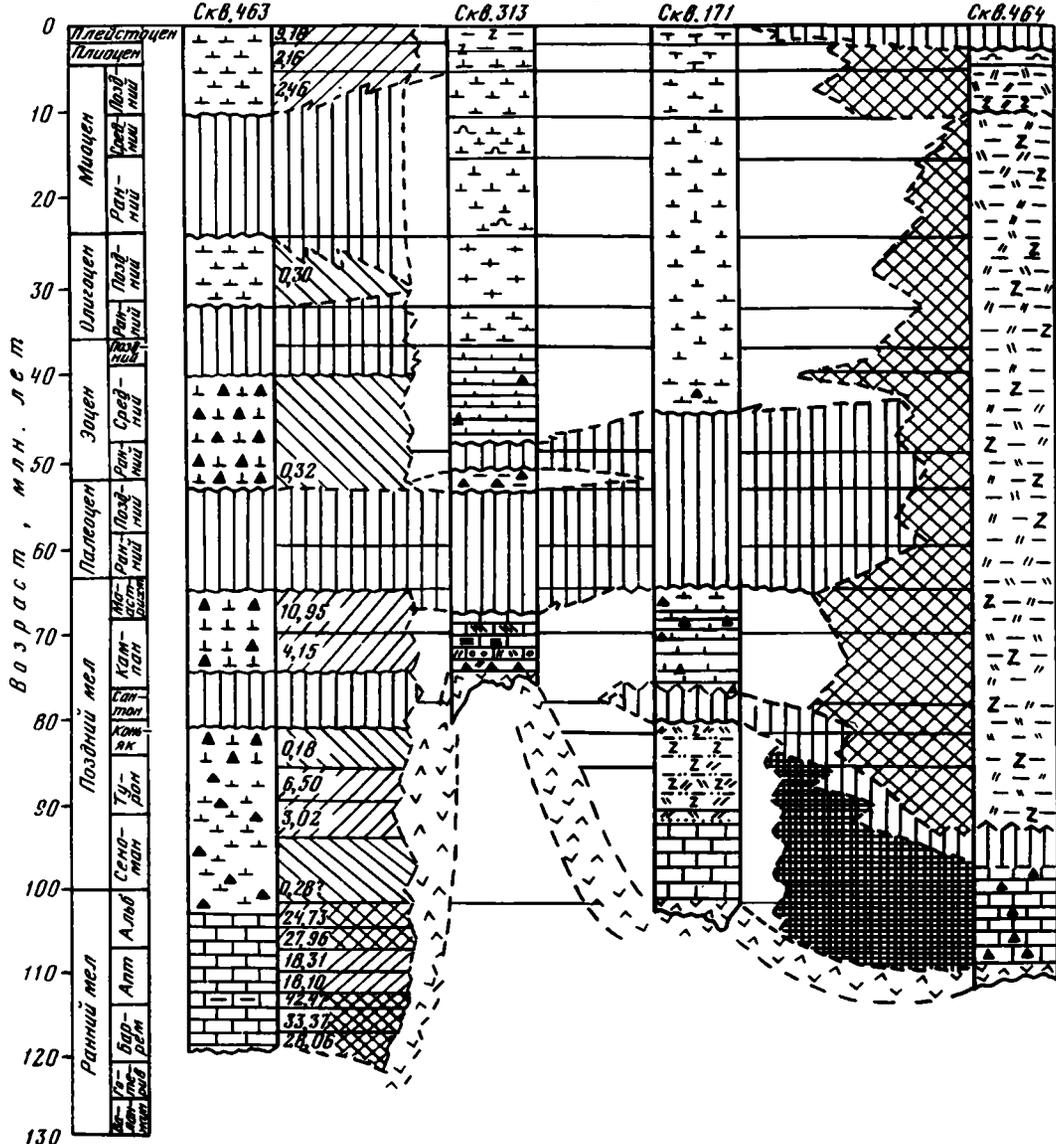


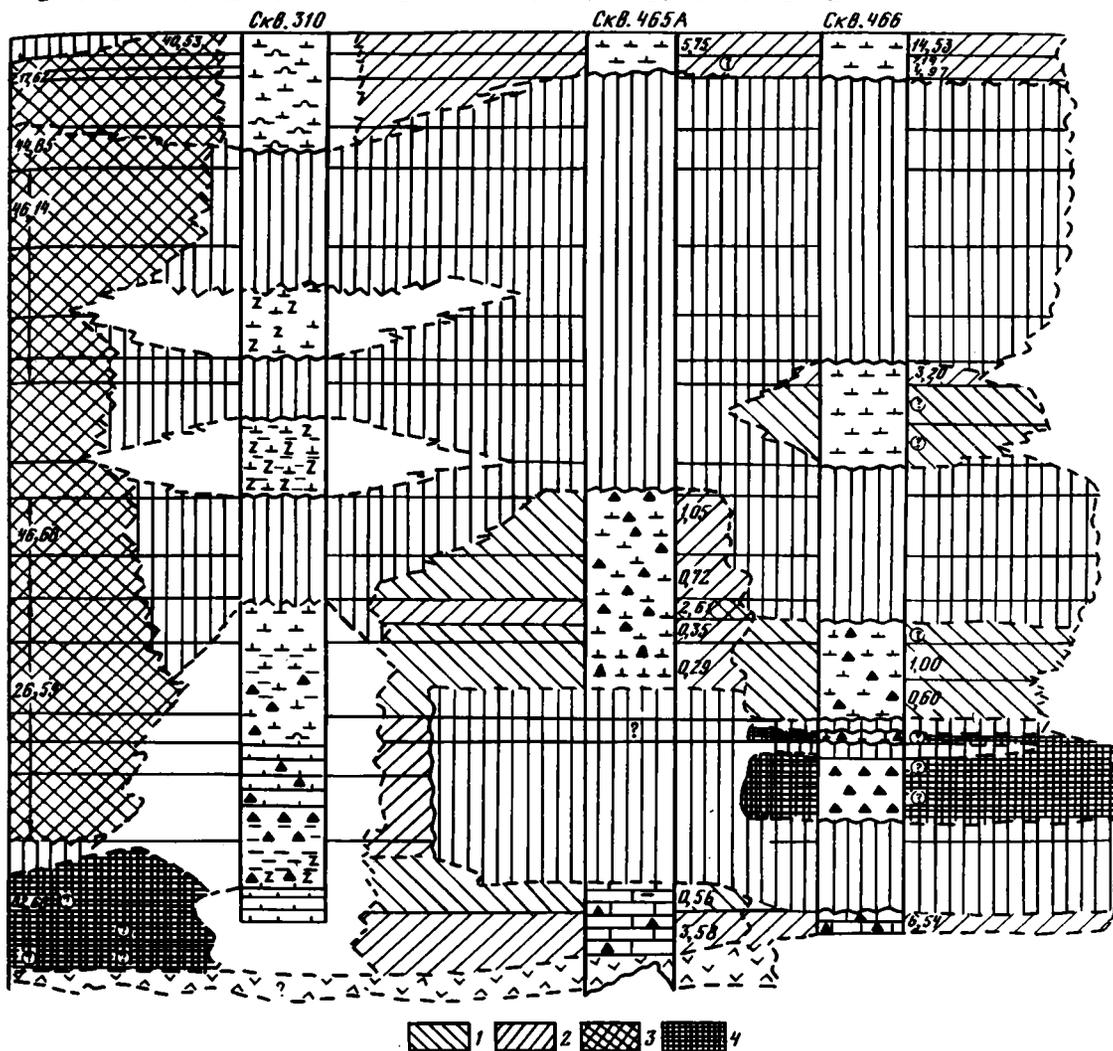
Рис. 35. Стратиграфическое распределение SiO_2 (среднее содержание) в постюрских отложениях скважин 62-го рейса

Содержание (вес. %) : 1 - < 2; 2 - 2-25; 3 - 25-50; 4 - > 50

Литология - см. на рис. 2

а) отложения раннего мела, раннего сеномана характеризуются, как правило, относительно повышенными количествами SiO_2 , находящейся главным образом в форме основной вулканокластике, глинистых, цеолитных продуктов ее изменения и свободного кремнезема - как остатков кремнистых организмов. Недостаточно равномерный отбор образцов керна (скв. 465А и 466) несколько снижает выраженность этой тенденции;

б) в течение позднего мела отмечаются интервалы относительно повышенного кремнеакпления. Широкое развитие кремней в отложениях турона-позднего кампана



(район гор Маркус-Неккер) можно рассматривать преимущественно как обогащение остаточными (после растворения) продуктами;

в) кремнистые накопления эоцена (в частности, раннего эоцена, скв. 463) представлены в сравнительно слабо выраженном виде из-за реликтового характера этих отложений, сохранившихся после крупных перерывов;

г) в осадках позднего миоцена—плейстоцена наблюдаются относительно повышенные количества SiO_2 , связанные как с биогенным накоплением кремнезема, так и с активизацией поступления вулканогенного материала.

Распределение Fe (рис. 36). Выше обсуждалось распределение парагенетических ассоциаций, в составе которых существенная роль принадлежит Fe (см. рис. 23, 26, 28, 30, 32). В целом наибольшее распространение имеют соединения Fe, входящие в состав основной вулканокластички и продуктов ее постседиментационной переработки, — гидроокисные выделения, железосодержащие глинистые минералы, карбонаты, суль-

Горы Маркус - Неккер

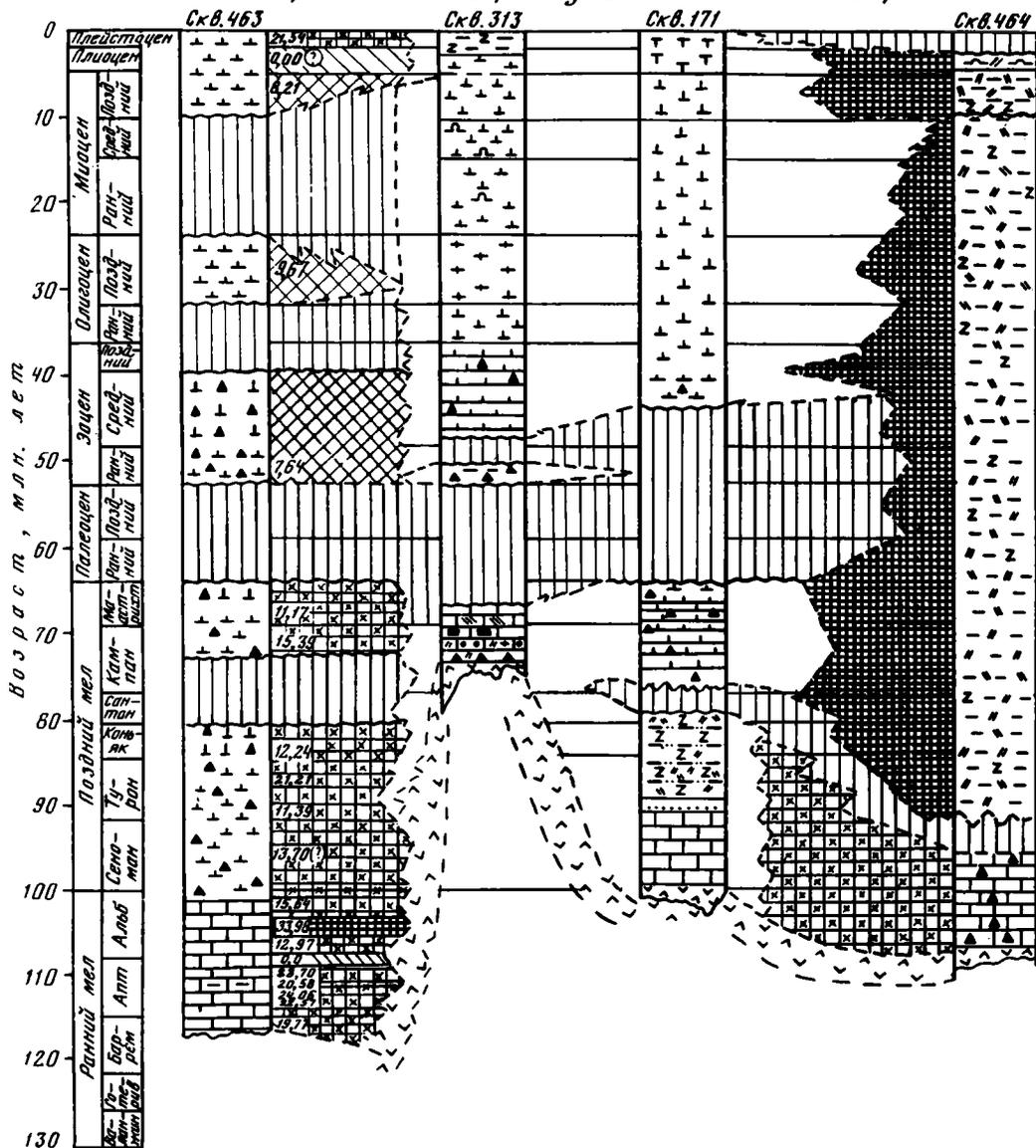


Рис. 36. Стратиграфическое распределение Fe (среднее содержание в пересчете на БТККВ) в постюрских отложениях скважин 62-го рейса

Содержание (вес. %): 1 - < 1; 2 - 1-5; 3 - 5-10; 4 - 10-25; 5 - > 25

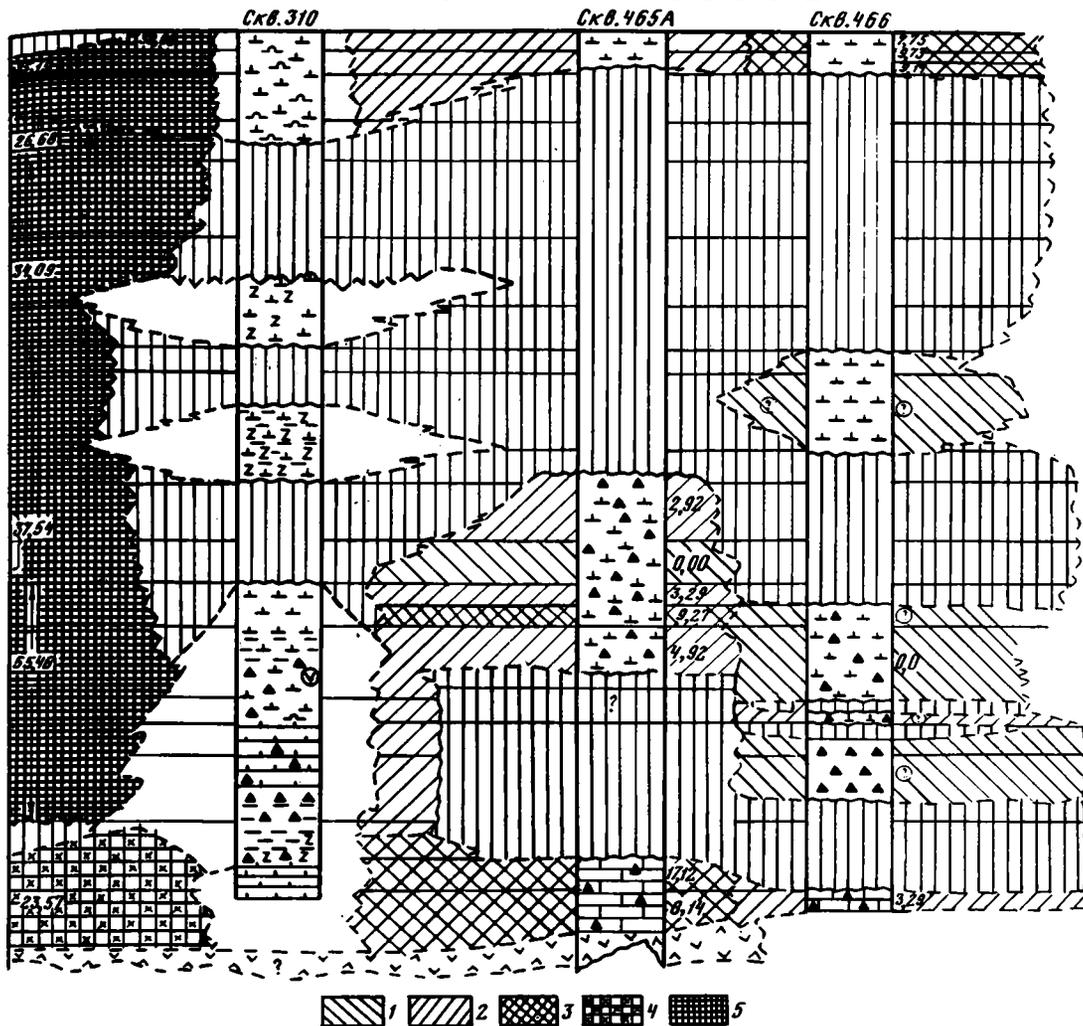
Литология - см. на рис. 2

фиды (см. данные по геохимии разрезов скв. 463-466). В базальных частях отложений раннего мела встречаются соединения Fe гидротермально-экссалационной природы.

Из анализа распределения средних содержаний Fe (в пересчете на БТККВ) можно отметить ряд особенностей (см. рис. 36):

а) раннемеловые-раннесеноманские отложения начальных стадий формирования бассейна характеризуются относительно высокими содержаниями Fe, которые связаны с существенной примесью вулканогенного материала;

Возвышенность Хесса



б) осадки позднего мела по содержанию Fe латерально неоднородны: в районе гор Маркус-Неккер наблюдаются относительно высокие количества Fe ($> 10\%$), тогда как в южной части возвышенности Хесса (скв. 465, 465А и 466) количество Fe не превышает 5%. Такие различия связаны с проявлениями локального вулканизма. Это положение особенно хорошо может быть проиллюстрировано на примере северной части возвышенности Хесса (скв. 464), где в связи с активным базальтоидным вулканизмом в течение позднего мела—плейстоцена накапливались вулканогенные осадки с содержаниями Fe более 25%;

в) относительно повышенные содержания Fe ($> 5\%$) в осадках плиоцена—плейстоцена могут быть объяснены заметной активизацией островного вулканизма в это время (см. рис. 36).

Распределение Mn (рис. 37). Формы нахождения Mn в исследуемых отложениях во многом близки к фазам, содержащим железо, — существенно преобладают кластические материалы вулканогенной природы и продукты их диа-эпигенетической переработки: гидроокислы, глинистые минералы, карбонаты (см. ассоциации IA (+),

Горы Маркус - Неккер

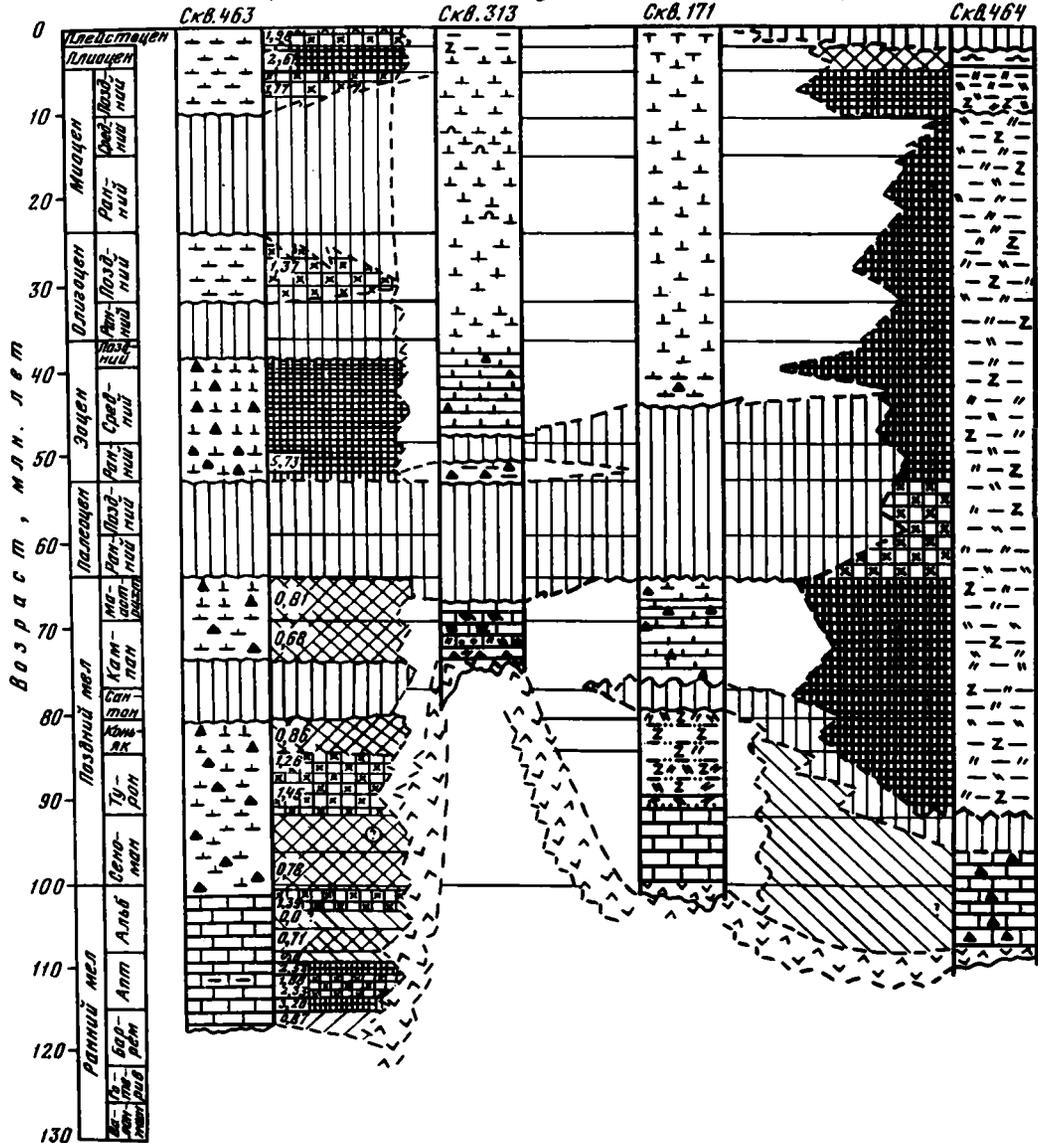


Рис. 37. Стратиграфическое распределение Mn (среднее содержание в пересчете на БТККВ) в постюрских отложениях скважин 62-го рейса

Содержание (вес. %): 1 - < 0,25; 2 - 0,25-0,5; 3 - 0,5-1,0; 4 - 1,0-2,5; 5 - > 2,50
Литология - см. на рис. 2

рис. 23; IIIA (+), рис. 26; IA (+), рис. 28; IIA (+), рис. 30; IIIA (+), рис. 32). Подробные сведения о распределении Mn в осадках даны при описании геохимии разрезов скв. 463-466.

Отмечаются следующие главные особенности распределения содержаний Mn (в пересчете на БТККВ) в постюрских осадках (см. рис. 37):

а) распределение содержаний Mn с определенностью отражает, с одной стороны, наличие заметных количеств базальтоидной вулканокластики, которая особенно интен-

Горы Маркус - Неккер

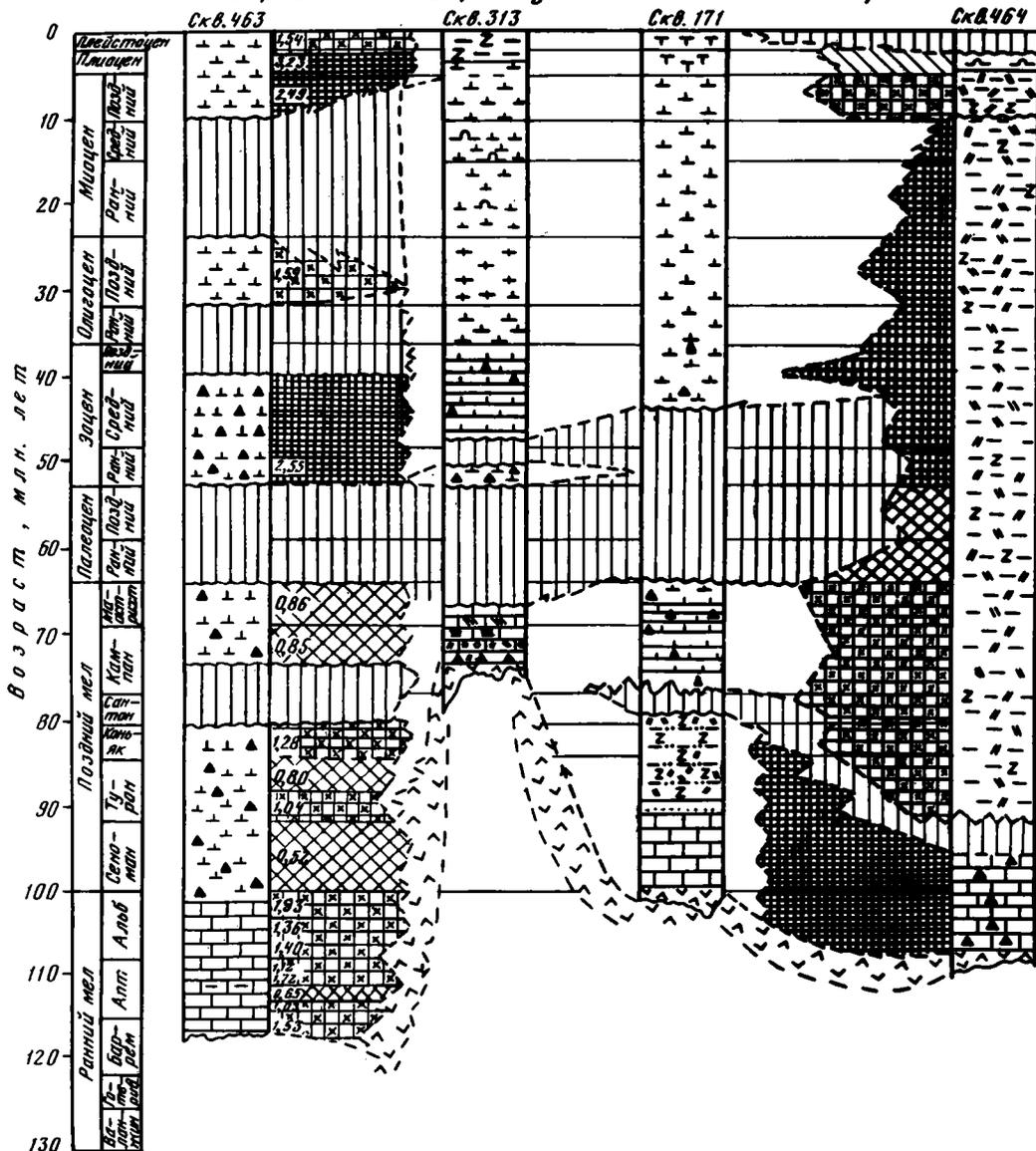
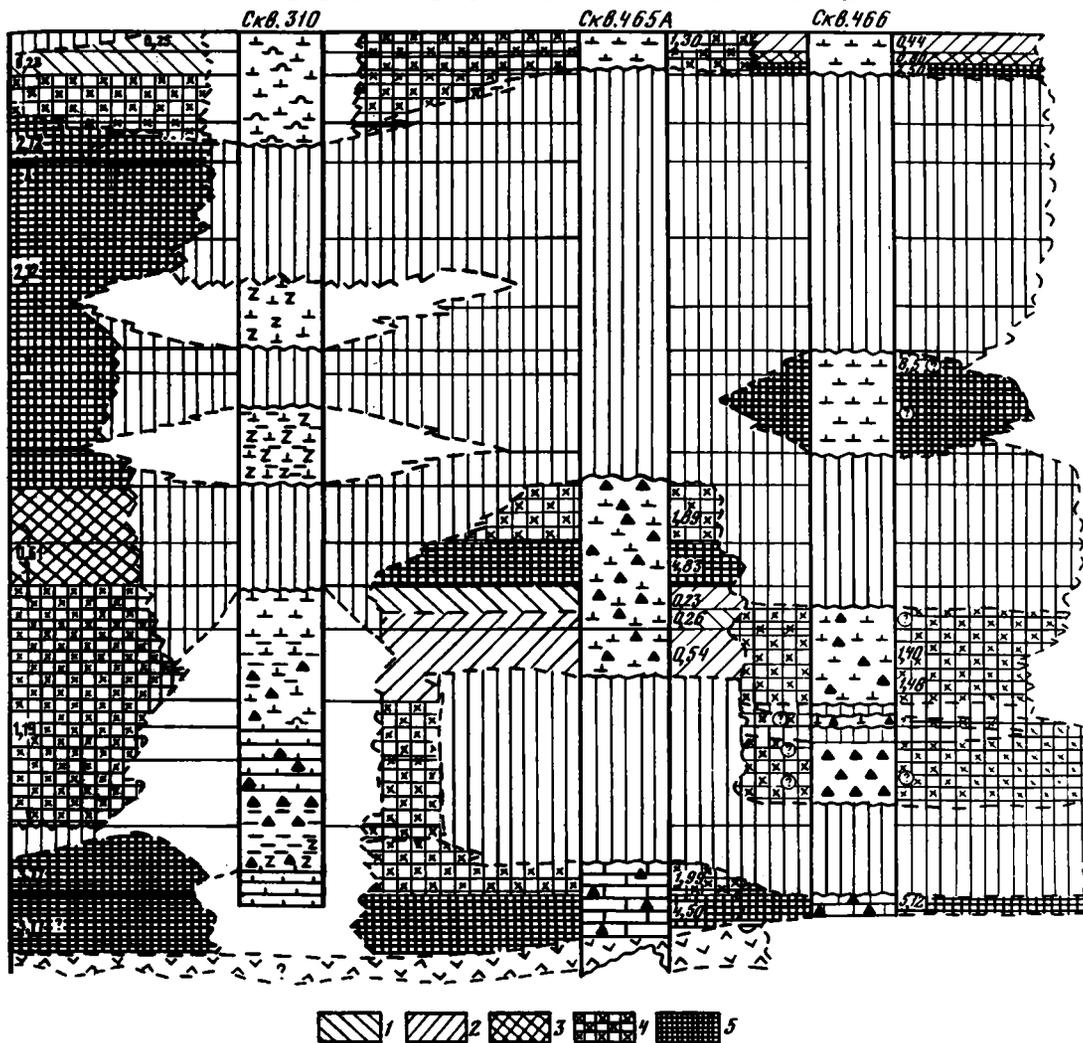


Рис. 38. Стратиграфическое распределение Р (среднее содержание в пересчете на БТККВ) в постороских отложениях скважин 62-го рейса

Содержание (вес. %): 1 - < 0,25; 2 - 0,25-0,5; 3 - 0,5-1; 4 - 1-2; 5 - > 2
Литология - см. на рис. 2

Распределение Р (рис. 38). Формы нахождения в исследуемых осадках обсуждались выше, при рассмотрении ассоциаций IA (+) (см. рис. 23), IIB (-) (см. рис. 25) и IIIA (+) (см. рис. 26), а также данных по неорганической геохимии разрезов скв. 463-466. В целом для фосфора характерно нахождение в составе основной вулканокластиче-ской и продуктов ее постседиментационного преобразования: монтмориллонит-гидро-слюдистых фаз, гидроокислов Fe и Mn, фосфатов Ca, Al, Fe, Mn и других металлов. Эти соединения могут присутствовать как в форме самостоятельных фаз, так и в виде

Возвышенность Хесса



примесей, развитых по отмеченным продуктам изменения. Особое место занимают биогенные фосфатные выделения — остатки рыб и др. При рассмотрении распределения средних содержаний фосфора (в пересчете на БТКВ) в толще постюрских отложений можно отметить следующие особенности (см. рис. 38) :

а) раннемеловые и раннесноманские отложения, знаменующие начальный этап развития бассейна, как правило, характеризуются относительно высокими содержаниями фосфора ($> 1,0\%$), присутствующего преимущественно в форме основной вулканокластике и продуктов ее применения;

б) поздне меловые отложения отличаются относительно высокими концентрациями фосфора, природа которых двояка. С одной стороны, они отражают общую повышенную биологическую продуктивность обстановок поздне меловой седиментации с геологическими интервалами максимальной биологической продуктивности, когда определенный участок пересекал экваториальную зону при направленном на север движении Тихоокеанской плиты, с другой — на границах крупных перерывов наблю-

Горы Маркус — Неккер

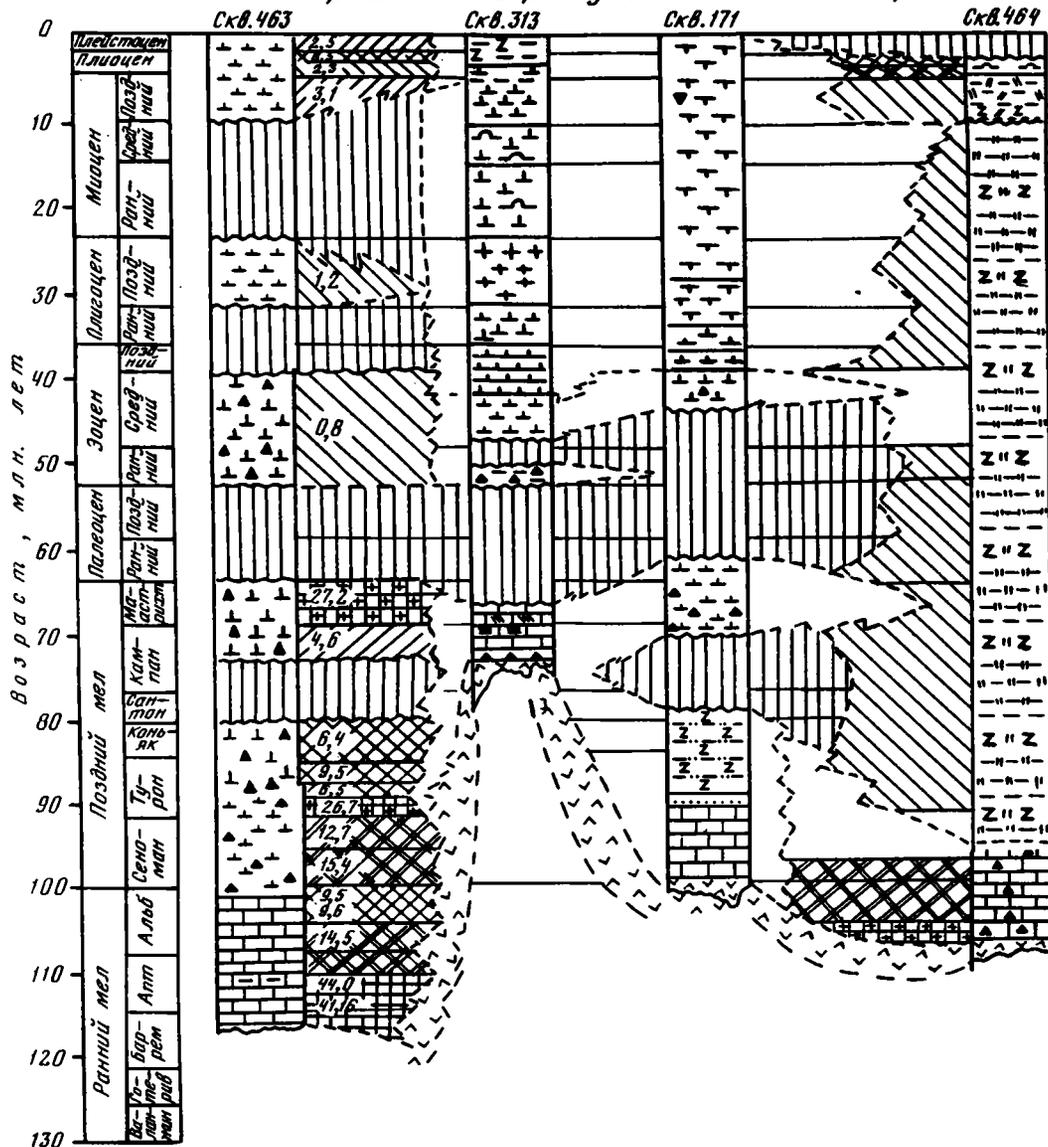


Рис. 39. Скорости седиментации для основных геохронологических подразделений разрезов постюрских отложений скважин 62-го рейса

Скорость ($\text{мм} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$): 1 — < 2,5; 2 — 2,5–5; 3 — 5–10; 4 — 10–20; 5 — 20–40; 6 — > 40

даются относительно высокие содержания фосфора в остаточных (после растворения) биогенных фосфатных накоплениях;

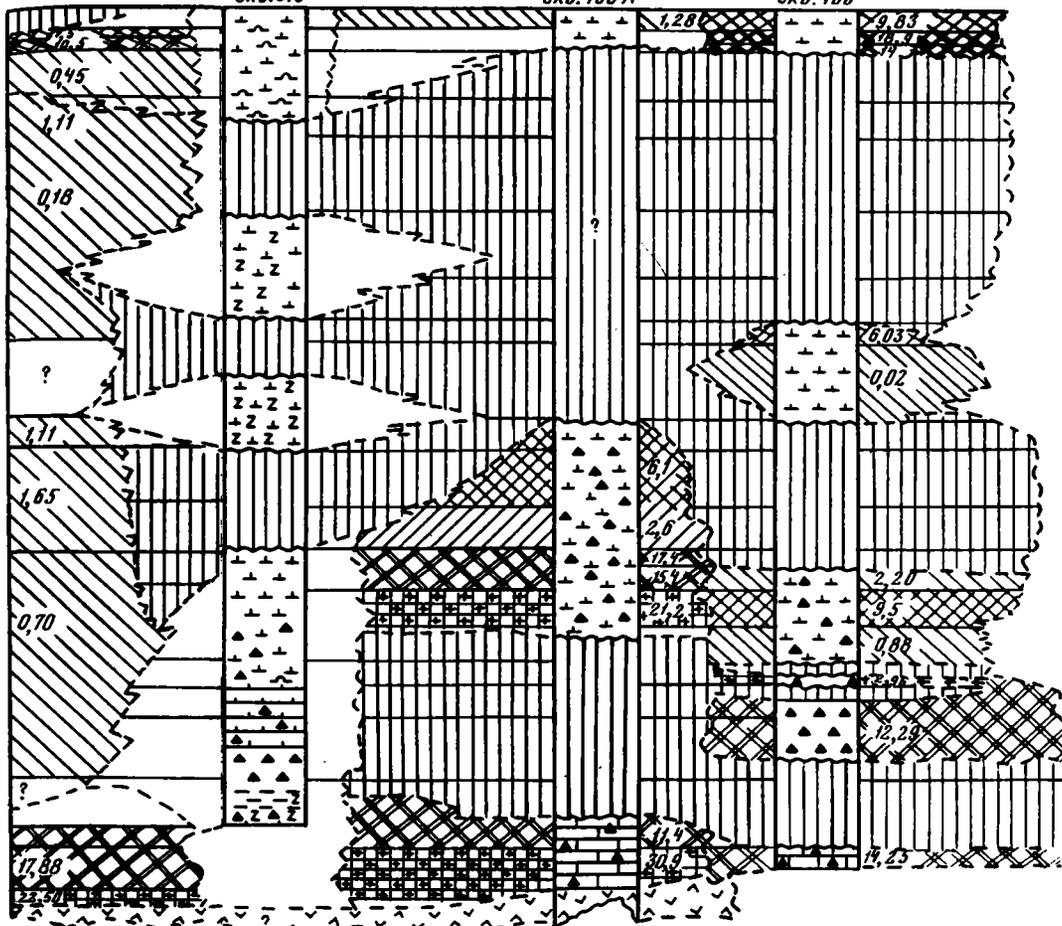
в) в кайнозойских отложениях высокие концентрации фосфора могут рассматриваться в одних случаях как накопления остаточных, нерастворимых продуктов на границах крупных перерывов (ранний—средний эоцен, поздний олигоцен, поздний миоцен — скв. 463; средний—поздний эоцен, ранний плиоцен — скв. 466), в других — как обогащение в связи с активизацией в вулканизма в плиоцене—плейстоцене;

Возвышенность Хесса

Скв.310

Скв.465А

Скв.466



г) наиболее ярким примером, иллюстрирующим связь относительно высоких содержаний фосфора (более 1%) с вулканокластическими накоплениями базальтоидного состава, является серия "бурых глин" среднего миоцена—позднего мела, локально развитая в северной части возвышенности Хесса (скв. 464).

СРЕДНИЕ СКОРОСТИ АККУМУЛЯЦИИ КОМПОНЕНТОВ

В этом разделе дается синтез данных о скоростях аккумуляции, которые позволили бы охарактеризовать геохимическую эволюцию седиментации в постюрское время.

Скорости седиментации (рис. 39). Скорости накопления осадков в океане ($\text{мм} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) могут быть разделены на: а) низкие ($< 2,5$), б) средние ($2,5-10$), в) высокие ($10-20$), г) весьма высокие ($20-40$), д) максимальные (> 40). Такое подразделение не противоречит известным данным по скоростям седиментации

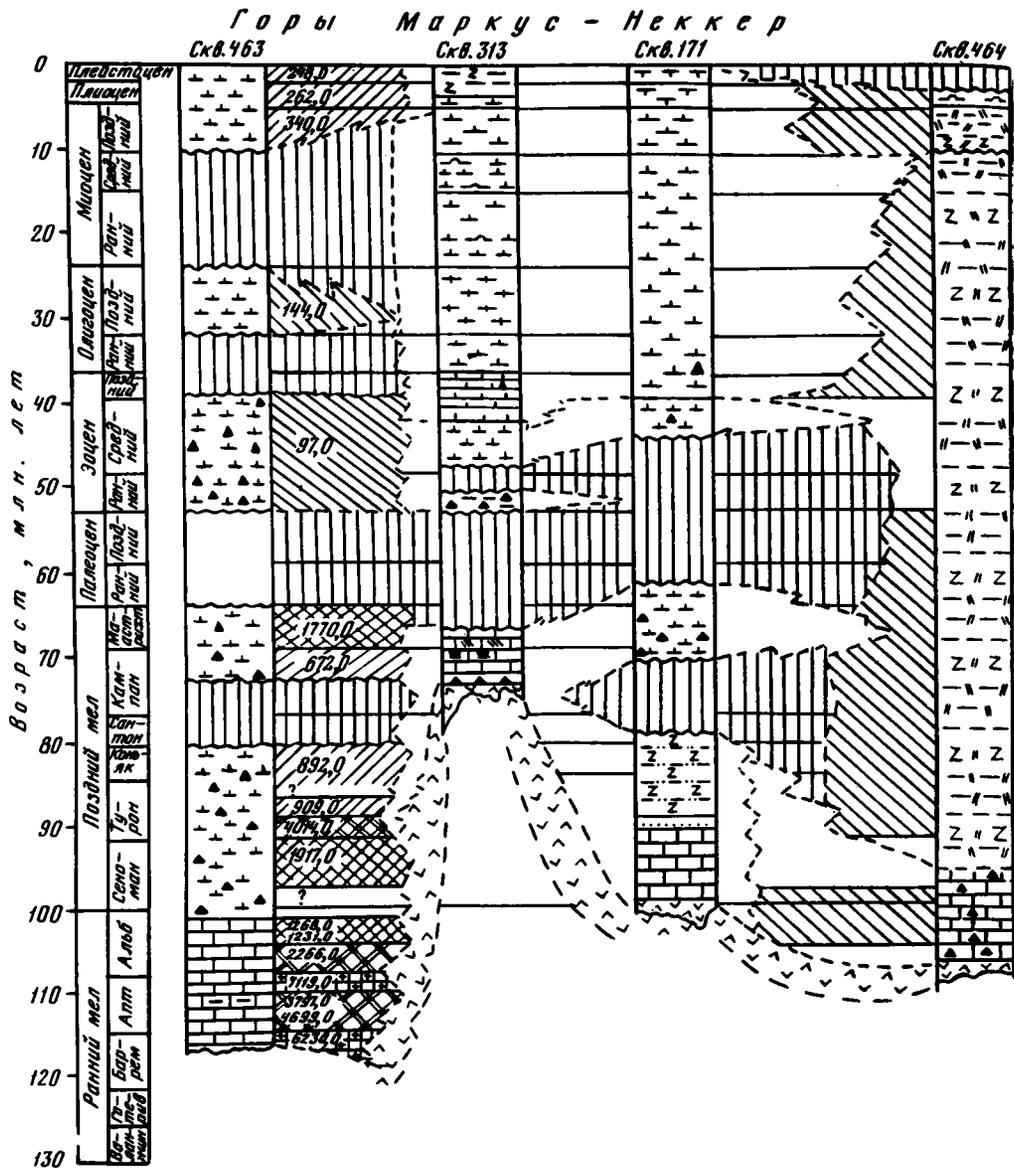


Рис. 40. Скорости аккумуляции CaCO_3 для основных геохронологических подразделений разрезов постюрских отложений скважин 62-го рейса

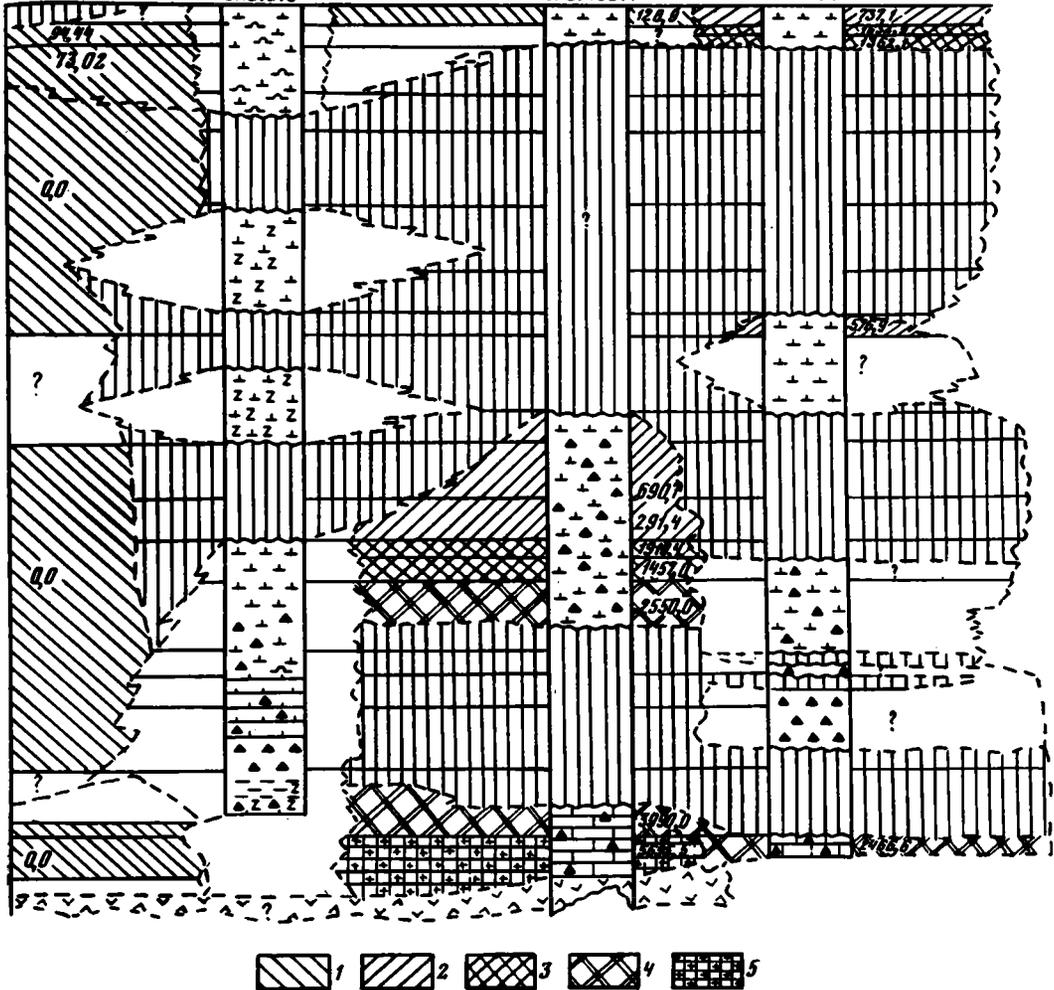
Скорость ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$): 1 - < 200; 2 - 200-1000; 3 - 1000-2000; 4 - 2000-5000; 5 - > 5000

Литология - см. на рис. 2

Мирового океана [Arrhenius, 1963, 1967; Безруков, Романкевич, 1970; Богданов, Чеховских, 1979; Лисицын, 1974, 1978; Tiercelin, Faure, 1978].

Анализ скоростей седиментации постюрских отложений исследуемых районов позволяет отметить (см. рис. 39), что:

а) наиболее высокие величины скоростей седиментации для каждого участка наблюдаются в двух геохронологических интервалах: на начальной стадии формирования бассейна, охватывающей различные отрезки раннего мела, и во время нахождения



изученных участков в экваториальной зоне высокой биологической продуктивности при общем направленном к северу движении Тихоокеанской плиты. Если начальный этап развития всей области выражен достаточно определенно (скорость линейной седиментации более $20 \text{ мм} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$), то отложения, которые накапливались в экваториальной зоне высокой биологической продуктивности, сохранились лишь в районе гор Маркус-Неккер (скв. 463; см. рис. 39), где для маастрихта скорости седиментации составляют $27,2 \text{ мм} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$. В других местах эти интервалы представлены лишь реликтами, сохранившимися после перерывов;

б) в течение позднего мела накапливались осадки, характеризующиеся в целом средними (до высоких) скоростями седиментации ($2,5\text{--}20 \text{ мм} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$);

в) в кайнозое происходило накопление осадков с низкими скоростями (меньше $2,5 \text{ мм} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$). Исключение могут составлять южные участки возвышенности Хесса (скв. 466; см. рис. 39), где на скорости собственно седиментации накладываются локальные явления переотложения, подводных оползней и др.

Скорости аккумуляции CaCO_3 (рис. 40). Особенности распределения средних содержаний и формы CaCO_3 обсуждались выше (см. рис. 24, 27, 34). В результате

Горы Маркус - Неккер

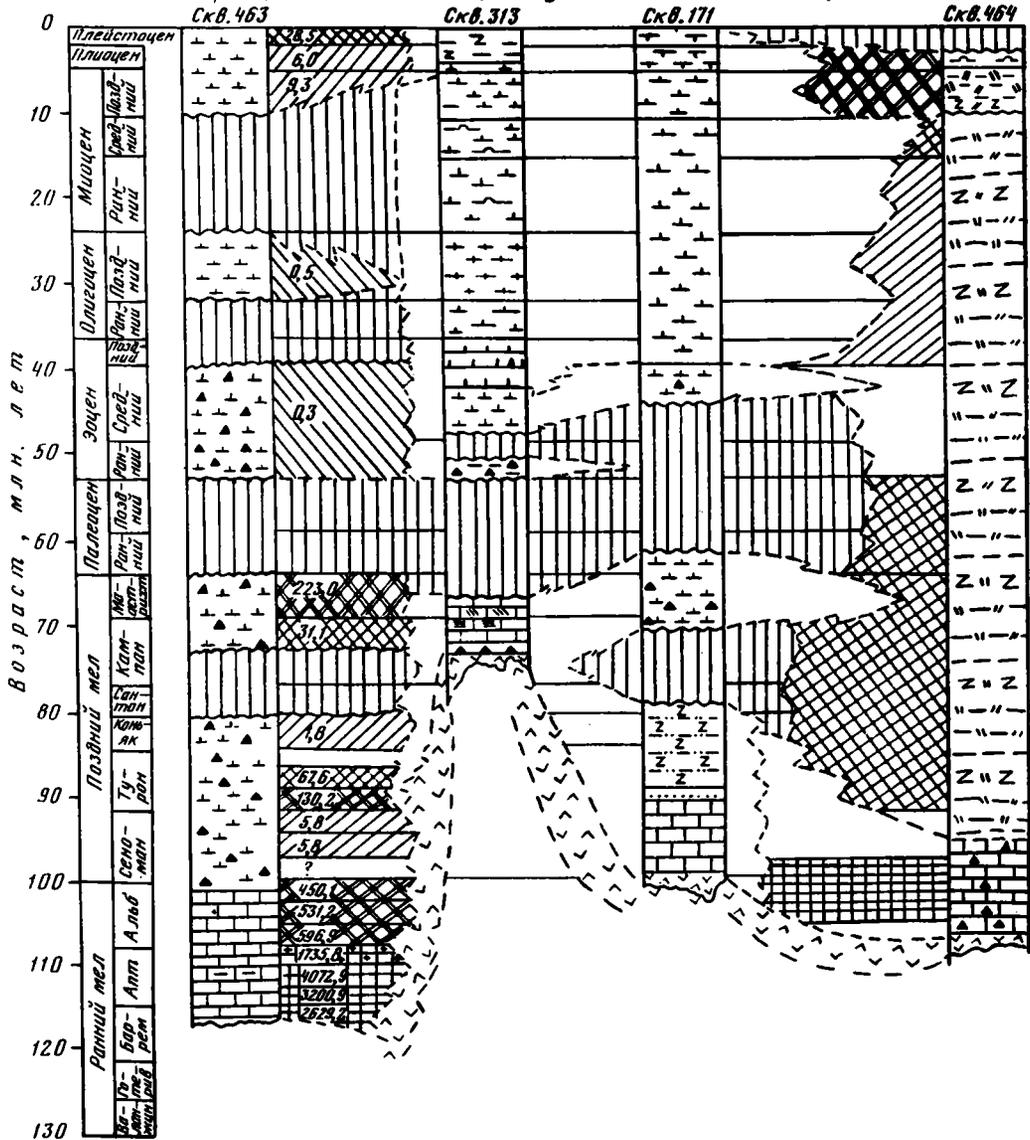


Рис. 41. Скорости аккумуляции SiO₂ для основных геохронологических подразделений разрезов постюрских отложений скважин 62-го рейса

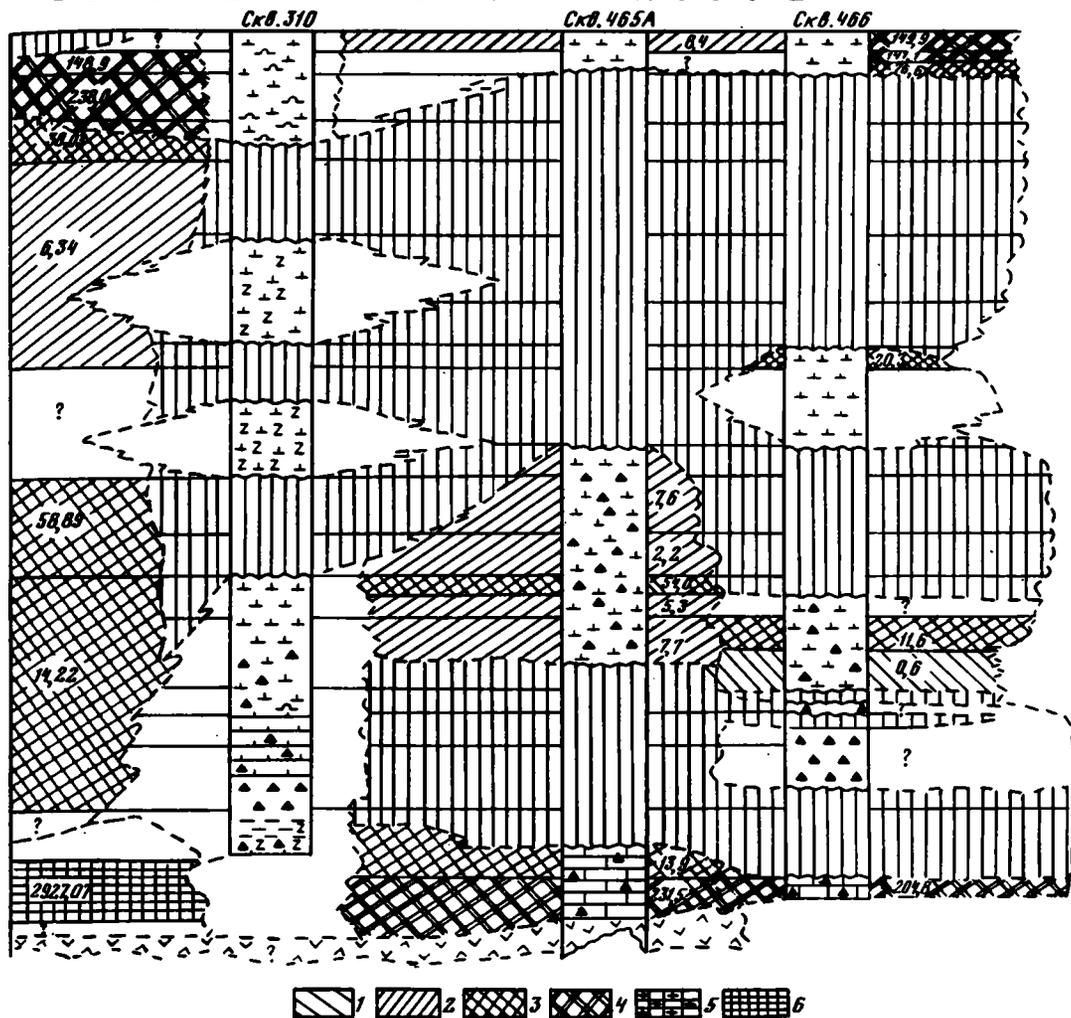
Скорость (мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹): 1 - < 1; 2 - 1-10; 3 - 10-100; 4 - 100-1000; 5 - 1000-2000; 6 - > 2000

Литология - см. на рис. 2

анализа распределения скоростей аккумуляции CaCO₃ в постюрское время¹ можно отметить следующее (см. рис. 40):

а) начальные стадии формирования бассейна (ранний мел) отличаются высокими (до максимальных) скоростями аккумуляции CaCO₃: обычно более 2000, нередко более 5000;

¹Здесь и далее в тексте скорости аккумуляции компонентов измеряются в мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹.



б) как отмечалось при рассмотрении скоростей седиментации, геохронологические интервалы, отвечающие времени прохождения данного участка дна океана через экваториальную зону высокой биологической продуктивности при общем направленном к северу движении Тихоокеанской плиты, отличаются максимальными скоростями накопления CaCO_3 . Так, в районе гор Маркус-Неккер такие скорости составляют 1770. В других районах эквивалентные осадки эродированы (см. рис. 40);

в) в течение всего позднего мела скорости накопления CaCO_3 не были ниже 200 и нередко превышали 2000;

г) в кайнозойе отмечаются относительно низкие скорости накопления CaCO_3 , редко превышающие 500 (см. рис. 40).

Скорости аккумуляции SiO_2 (рис. 41). Формы нахождения и распределения средних содержаний SiO_2 в исследуемых отложениях рассматривались выше (см. рис. 26, 35). Подробные данные по минералогии и геохимии приводятся в описанных разрезах по скв. 463—466. Подчеркнем, что характерны три главные формы SiO_2 в осадках: 1) свободная SiO_2 , преимущественно опал-А, опал-СТ, халцедон, кварц;

Горы Маркус - Неккер

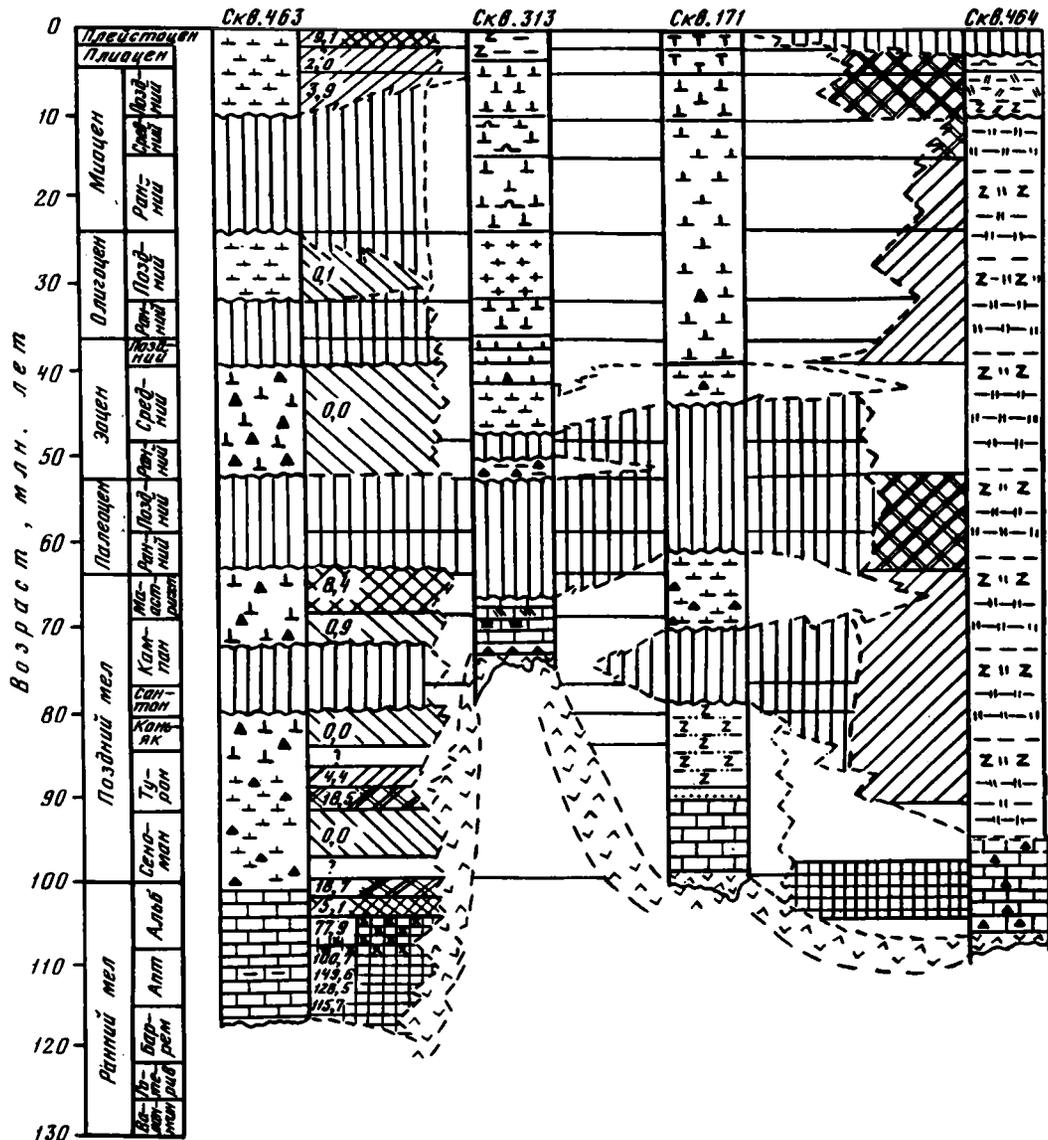


Рис. 42. Скорости аккумуляции Al_2O_3 для основных геохронологических подразделений разрезов постюрских отложений скважин 62-го рейса

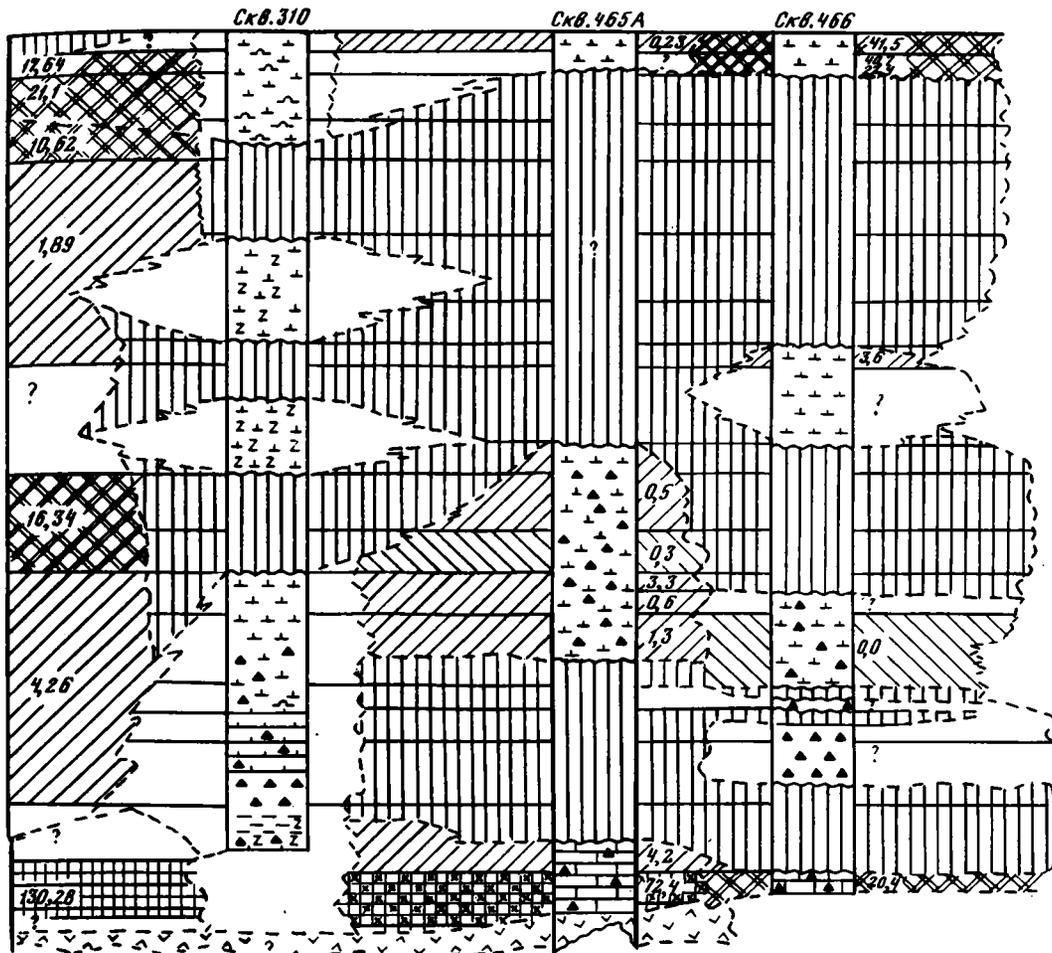
Скорость ($мг \cdot см^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot год^{-1}$): 1 - < 0,5; 2 - 0,5-5; 3 - 5-10; 4 - 10-50; 5 - 50-100; 6 - > 100

Литология - см. на рис. 2

- 2) алюмосиликатная, главным образом вулканокластичная и продукты ее изменения - монтмориллонитовые, гидрослюдистые, хлорит-каолинитовые, цеолитовые фазы;
- 3) силикатная - вулканокластичная и продукты ее изменения.

Из анализа распределения средних скоростей аккумуляции SiO_2 в главных геохроно-

Возвышенность Хесса



логических подразделениях разреза можно сделать следующие выводы (см. рис. 41) :

а) наиболее высокие скорости аккумуляции валовых количеств SiO_2 (больше 100, нередко выше 2000) отмечаются в отложениях раннего мела, раннего сеномана, знаменующих начальные стадии развития бассейна. В этих осадках существенная роль принадлежит вулканокластическим материалам основного состава, продуктам их изменения и биоморфным остаткам SiO_2 ;

б) в течение позднего мела относительно высокие скорости аккумуляции SiO_2 характерны для тех интервалов, когда накопление осадков происходило в экваториальной зоне высокой биологической продуктивности при направленном к северу движении Тихоокеанской плиты, например, в маастрихте в районе гор Маркус-Неккер

Горы Маркус - Неккер

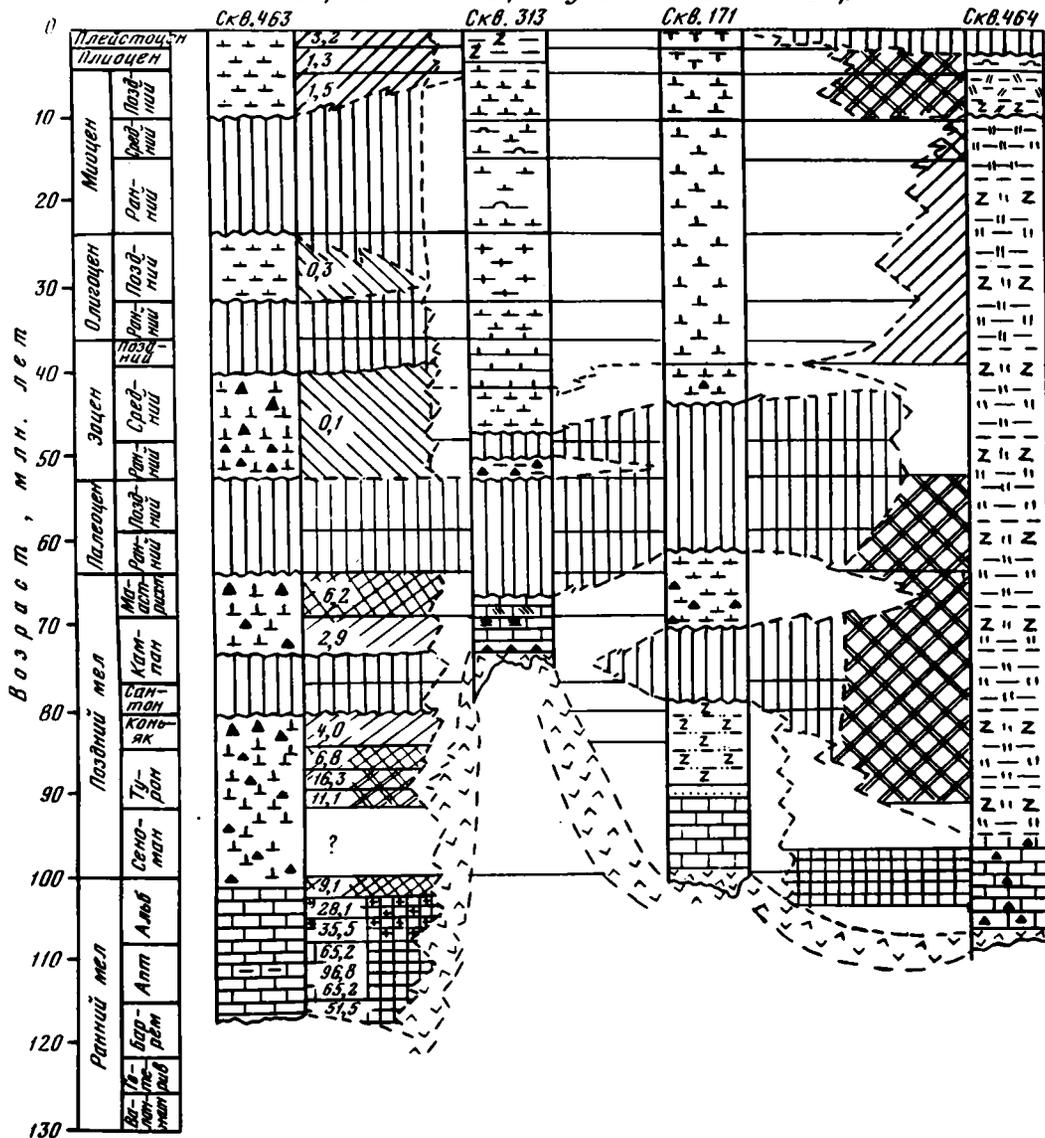


Рис. 43. Скорости аккумуляции Fe для основных геохронологических подразделений разрезов постюрских отложений скважин 62-го рейса

Скорость ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$): 1 - < 1; 2 - 1-5; 3 - 5-10; 4 - 10-20; 5 - 20-40; 6 - > 40

Литология - см. на рис. 2

(скв. 463). Вместе с тем в позднем мелу наблюдаются интервалы сравнительно повышенных скоростей накопления SiO_2 в отложениях, развитых близ крупных перерывов: ранний-средний турон (скв. 463). В этих случаях остаточная природа накопления SiO_2 является главной причиной, обуславливающей высокие скорости аккумуляции;

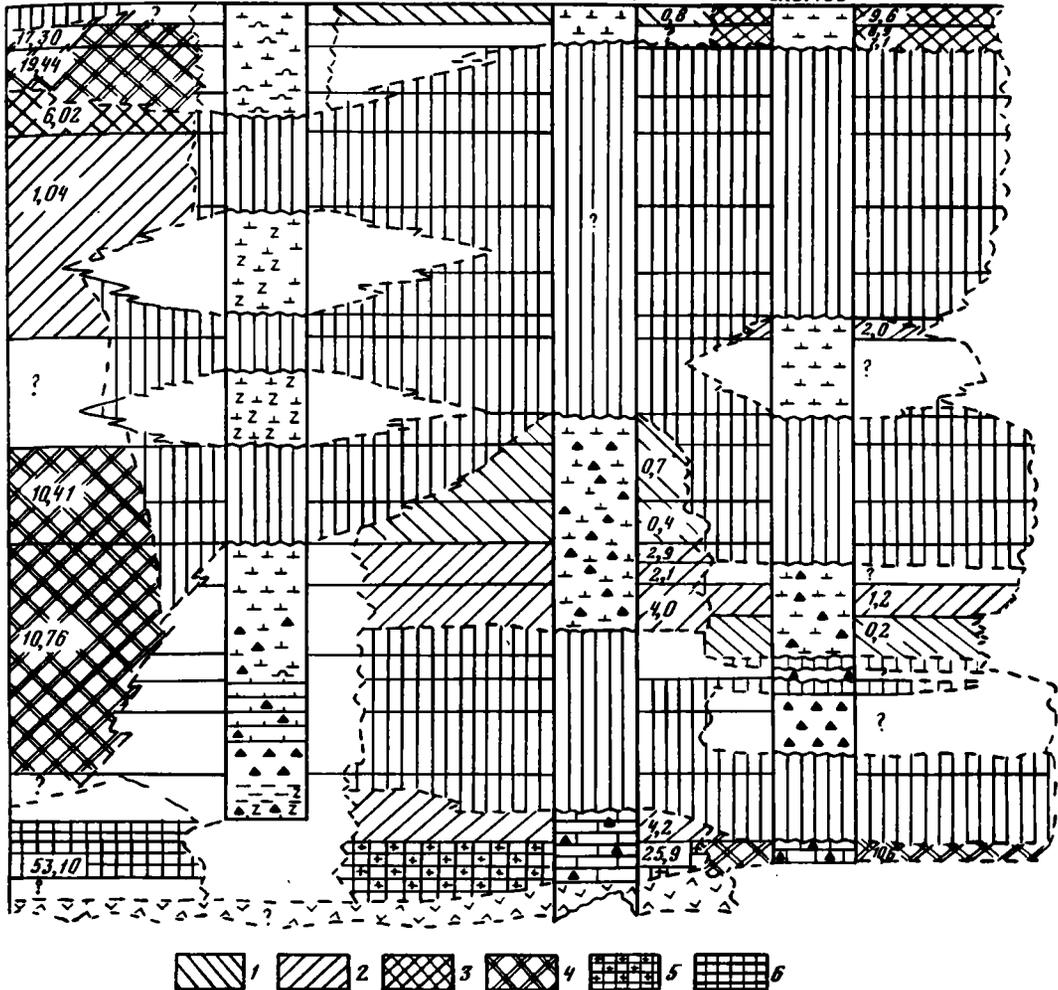
в) в третичное время относительно высокие скорости аккумуляции SiO_2 отмечены в позднем плиоцене-плейстоцене, когда происходила усиленная садка диатомовых, радиоляриевых илов, сопровождаемая повышением вулканической активности.

Возвышенность Хесса

Скв.310

Скв.465А

Скв.466



Скорости аккумуляции Al_2O_3 (рис. 42). Аллювиальные компоненты, главным образом основная вулканокластита и продукты ее изменения, являются теми формами, в которых преимущественно присутствует в осадках Al_2O_3 (см. рис. 23, 26, а также разделы, посвященные геохимии разрезов скв. 463—466). Анализ распределения скоростей аккумуляции Al_2O_3 в исследуемых отложениях позволяет отметить (см. рис. 42), что:

а) наиболее высокие (более 50—100) скорости характерны для раннемеловых отложений, являющихся базальными осадками и отражающих ранние стадии развития бассейна (см. рис. 42);

б) в позднем мелу повышенные скорости накопления Al_2O_3 (10—50) установлены в осадках, развитых преимущественно на границах крупных эрозионных перерывов. Остаточный характер глиноземистых продуктов в этих отложениях достаточно определен;

в) в третичное время относительно высокие скорости аккумуляции Al_2O_3 отражают главным образом формы поступления вулканокластического материала в осадки (см. рис. 42).

Горы Маркус - Неккер

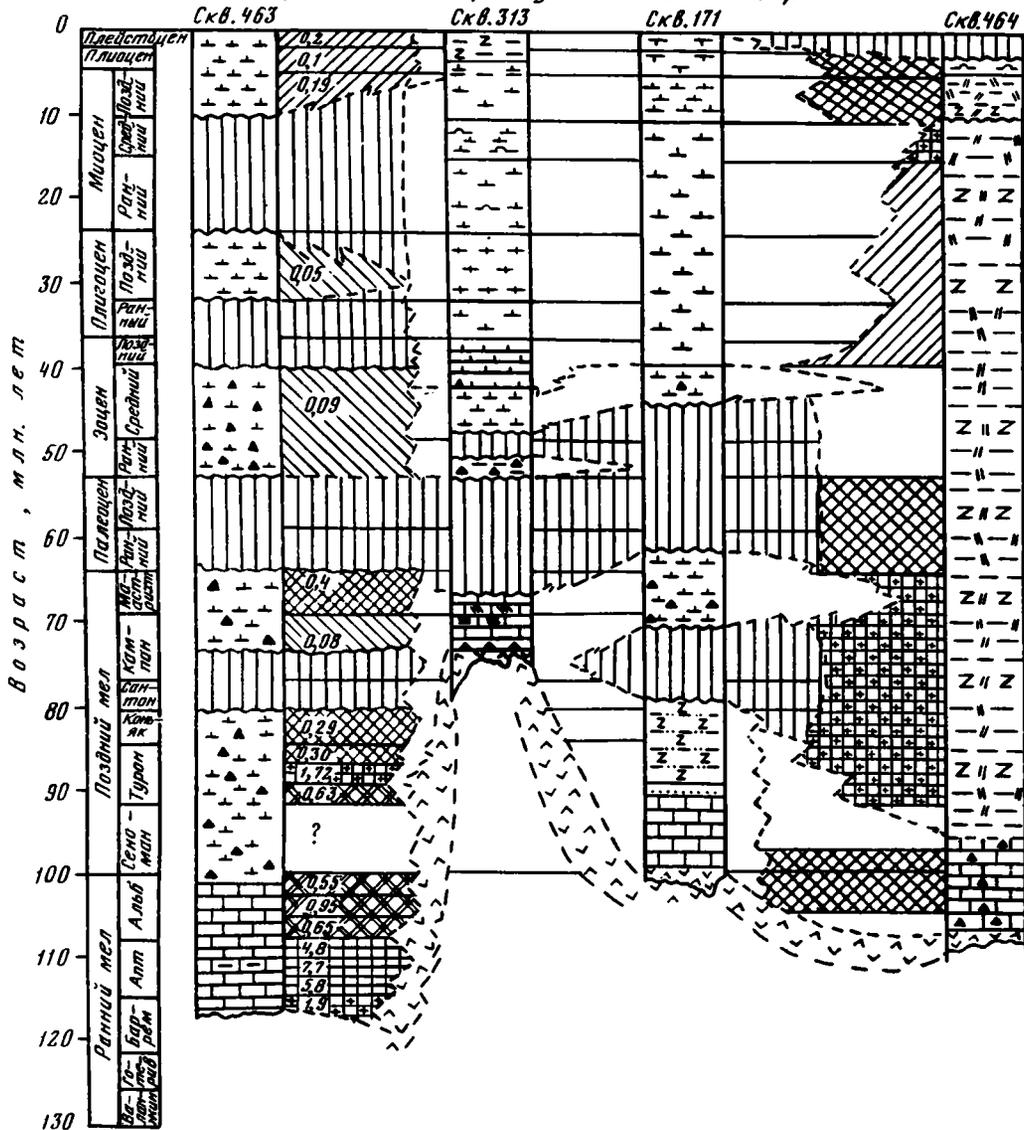


Рис. 44. Скорости аккумуляции Mn для основных геохронологических подразделений разрезов попорских отложений скважин 62-го рейса

Скорость ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$): 1 - < 0,1; 2 - 0,1-0,2; 3 - 0,2-0,5; 4 - 0,5-1; 5 - 1-3; 6 - > 3

Литология - см. на рис. 2

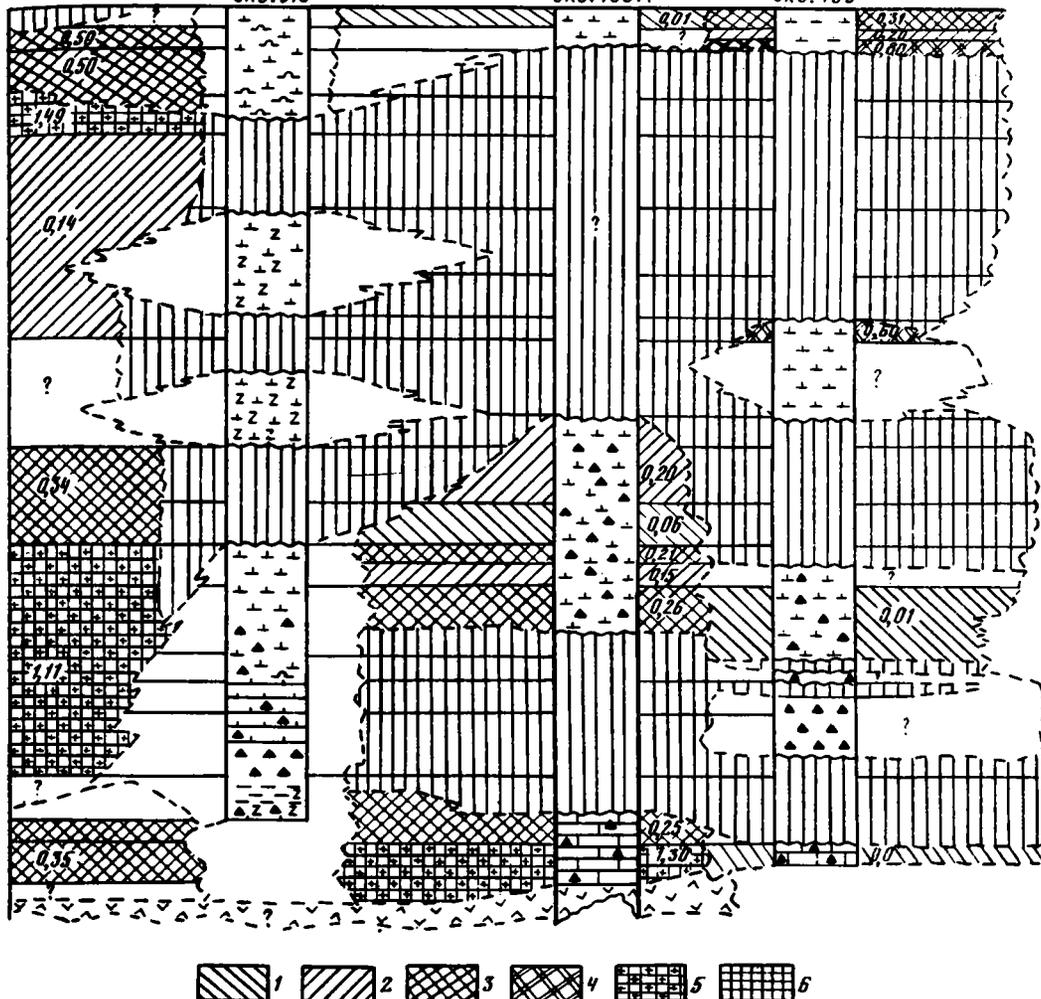
Скорости аккумуляции Fe (рис. 43). Формы нахождения и распределения средних содержаний Fe в исследуемых осадках рассматривались выше (см. рис. 23, 26, 28, 30, 32, 36); более подробные данные приведены в разделах, посвященных скв. 463-466. Важно отметить, что железо присутствует в осадках главным образом в виде основной вулканокластике и продуктов ее изменения - монтмориллонитов, гидроксидов, хлоритов, гидроокисных соединений, реже карбонатов, сульфидов. Наряду с этим встречаются остаточные аутигенные гидроокисные и алюмосиликатные фазы железа, а в базальных частях разреза - продукты гидротерм и эксгальций. Рассмотрите-

Возвышенность Хесса

Скв. 310

Скв. 465А

Скв. 466



ние распределения средних скоростей аккумуляции Fe позволяет отметить ряд особенностей (см. рис. 43):

а) раннемеловые отложения характеризуются максимальными в истории постюрской седиментации скоростями аккумуляции Fe: как правило, более 20, а для районов гор Маркус-Неккер (скв. 463) и северной части возвышенности Хесса (скв. 464) более 50 (до 100). Укажем, что скорость аккумуляции Fe в пелагических осадках открытого океана не превышает 2,4–9 [Mac Arthur, Elderfield, 1977], а для металлогенных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия составляет 63–110 [Boström, 1973; Bender et al., 1971]. Сопоставление этих данных позволяет допускать определенную долю поступления Fe из гидротермальных, эксгальционных источников на ранних стадиях формирования бассейна;

б) в позднем мелу скорости аккумуляции Fe сравнительно редко превышают 5. Исключения составляют осадки двух типов (см. рис. 43): фиксирующие интервалы нахождения района в зоне высокой биологической продуктивности, например маастрихт гор Маркус-Неккер (скв. 463), и осадки, развитые близ контактов крупных эрозийных перерывов, в которых накопление Fe имеет остаточную природу (турон в разрезе скв. 463);

в) в третичное время скорости накопления Fe не превышали величин, известных для пелагических областей открытого океана: 2,4–9. [Mac Arthur, Elderfield, 1977]. Относительно повышенные значения скоростей в плиоцене–плейстоцене южной части возвышенности Хесса (скв. 466) отражают усиление поступления вулканокластического материала с окружающих островов. Для позднемеловых–плиоценовых осадков северной части возвышенности Хесса (скв. 464) роль вулканизма в накоплении Fe особенно показательна (см. рис. 43).

Скорости аккумуляции Mn (рис. 44). Выше (см. рис. 23, 26, 28, 30, 32, 37) были освещены формы нахождения и распределения средних содержаний Mn в постюрских отложениях исследованного региона. Подробные данные приведены при рассмотрении разрезов скв. 463–466. Подобно Fe главная форма нахождения Mn в осадках – основная вулканокластика и продукты ее изменения (монтмориллонитовые, гидрослюдистые, хлоритовые фазы), гидроокислы, в меньшей мере карбонаты. Отметим особенности распределения средних скоростей аккумуляции Mn (см. рис. 44):

а) раннемеловые отложения отличаются наиболее высокими скоростями накопления Mn, обычно большими 1, иногда – до 8,1 (интервал накопления туфовых известняков раннего апта гор Маркус-Неккер, скв. 463). Для пелагических осадков открытого океана скорости накопления Mn составляют 0,4–4 [Mac Arthur, Elderfield, 1977], а для металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия – 24–35. Сопоставление этих величин позволяет допустить, как и при рассмотрении скоростей накопления Fe, поступление определенной доли Mn с гидротермами и эксгаляциями в начальные этапы формирования бассейна;

б) в позднем мелу сравнительно высокие скорости накопления Mn отмечены для интервалов, когда участок океанского дна пересекал экваториальную зону высокой биологической продуктивности при направленном к северу движении Тихоокеанской плиты: для раннего маастрихта в районе гор Маркус-Неккер (скв. 463). В менее явном виде проявляется увеличение скорости накопления Mn в отложениях, развитых близ контактов крупных эрозионных перерывов. Повышенные скорости в этих геохронологических интервалах отмечались также и для Fe, Al_2O_3 и SiO_2 , остаточная природа накопления которых достаточно определена;

в) в третичное время скорости аккумуляции Mn не превышали величин, известных для пелагических осадков открытого океана: менее 1.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

Анализ данных об ассоциациях главных компонентов и тяжелых металлов как формах их нахождения в осадках, о распределении средних содержаний и скоростей аккумуляции компонентов, проведенный в контексте информации по минералогии, литологии и геологическим особенностям отложений мезозоя и кайнозоя, позволяет наметить главные этапы геохимической эволюции постюрской седиментации районов гор Маркус-Неккер и возвышенности Хесса.

1-й этап – ранний мел (раннеокеанский). Несмотря на различную геохронологическую продолжительность этого этапа для исследованных районов, седиментологическая и геохимическая сущность этого раннеокеанского интервала истории в целом сохраняется. Наиболее полно события этапа зарегистрированы в разрезе скв. 463 (горы Маркус-Неккер); в районах возвышенности Хесса они представлены сокращенно либо частично уничтожены более поздними эрозионными перерывами.

Фаза: поздний баррем–ранний апт (начальная часть). В течение этой фазы накапливались кластические известняки турбидитной природы и тонкозернистые карбонатные осадки. Среди обломков широко встречаются фрагменты раковин пелеципод, кораллов, водорослей, базальтовые частицы. Наблюдаются остатки радиолярий (до 50%), основного стекла (до 20%), глинистых продуктов (иллит-сметит), изменения вулканокластики. В осадках встречены остатки переотложенных позднюрских радиолярий, что позволяет оценить нижний возраст разрушавшихся пород.

Накопление осадков происходило в относительно ограниченном мелководном бассейне с биогермными постройками, коралловыми рифами, заметной вулканической деятельностью. Эти особенности находят отражение в химизме осадков, характере ассоциаций главных компонентов с тяжелыми металлами: наибольшая часть их при-

существует в форме основной вулканокластики и иллит-сметитовых продуктов ее изменения (см. рис. 23–33). Примечательна высокая линейная скорость седиментации в это время ($41,16 \text{ мм} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$; см. рис. 39) и аккумуляции главных компонентов осадка (см. рис. 40–44). Столь высокие скорости седиментации отмечаются для начальных стадий развития протоокеанских бассейнов [Tiercelin, Faure, 1978].

Важно подчеркнуть, что в начале раннего апта происходило некоторое возрастание глубоководности осадков, относительное увеличение в них количества вулканокластического материала, что отражено в возросших концентрациях Mn, Fe, тяжелых металлов и в скоростях их аккумуляции. Средние скорости аккумуляции Mn (5,8) и Fe (65,2) позволяют допустить поступление в бассейн определенной доли этих металлов из гидротермальных источников [Boström, 1973; Bender et al., 1971].

В смежных районах — в восточной части гор Маркус-Неккер (скв. 313 и 171) и на возвышенности Хесса (скв. 464–466, 310) в течение позднего баррема–раннего апта были, по-видимому, широко развиты базальтовые вулканические образования.

Фаза: ранний апт (средняя часть). В это время накапливались карбонатные осадки нередко турбидитной природы, обогащенные основным туфогенным материалом и органическим сапропелевидным веществом ($C_{орг}$ до 5–10%). Характерной особенностью осадков этого времени является относительно возросшее (до 30–40%) количество базальтоидной вулканокластики и органического вещества по сравнению с более древними осадками. Основная часть Mn, Fe и ассоциирующих тяжелых металлов образует прочную ассоциацию с органическим веществом в смектит-иллитовых продуктах изменения базальтоидной вулканокластики, в форме металлоорганических соединений, а также собственно смектит-иллитовых фаз (см. рис. 23, 25, 26, 28–33).

В течение этого времени скорости аккумуляции SiO_2 , Al_2O_3 , Fe и ассоциирующих тяжелых металлов отличались максимальными для мезозоя и кайнозоя значениями (см. рис. 41–44). Величины скоростей накопления Fe (96,8) и Mn (7,7) позволяют допустить по крайней мере частичный привнос гидротермального материала в бассейн седиментации.

Накопление осадков происходило в относительно неглубоководном ограниченном стагнированном бассейне типа депрессионной впадины с затрудненным водообменом и дефицитом кислорода. В таком бассейне высокими темпами накапливались нанофоссилиевые карбонатные илы с обломками раковин моллюсков, значительными количествами сапропелевого органического материала, растительного детрита, базальтоидной вулканокластики. Подобные осадки известны в разрезах на поднятии Шатского, в котловине Науру и в других районах Тихого, Атлантического и Индийского океанов [Schlanger, Jenkyns, 1976; Arthur, Schlanger, 1979].

В районе возвышенности Хесса (скв. 464–466) в течение рассматриваемого геохронологического интервала накапливались вулканогенные базальтоидные образования, преимущественно лавы. Однако осадки, формационно близкие рассмотренным выше туфогенным известнякам с высоким содержанием органического вещества, накапливались в течение раннего альба в северной части возвышенности Хесса (скв. 464). В южной же части (скв. 465, 465А) в позднем альбе–раннем сеномане накапливались оливково-серые карбонатные отложения с существенным содержанием сапропелевого органического вещества и базальтовой вулканокластики. Геохимические параметры, скорости седиментации и аккумуляции компонентов таких осадков сопоставимы с тем, что отмечалось для раннеаптских отложений западной части гор Маркус-Неккер.

Таким образом, несмотря на формационную, фациальную и геохимическую общность туфогенных карбонатных отложений, обогащенных сапропелевым материалом и знаменующих раннеокеанский этап развития бассейна, их возраст и геохронологические объемы существенно различны. Накопление подобных осадков в центральной области северо-западной части Тихого океана происходило в течение раннего мела одновременно в ограниченных и пространственно разобщенных бассейнах.

Фаза: ранний апт (поздний интервал) — поздний альб. В западной части гор Маркус-Неккер (скв. 463) в это время накапливались фораминиферово-нанофоссилиевые осадки с переменными количествами остатков радиолярий и с циклической перемежаемостью разноокрашенных разностей. Примесь базальтового вулканокластического материала в осадках не моложе позднего апта достигает 10%. Отмечаются относительно высокие концентрации Al_2O_3 , Fe, Mn и связанных с ними тяжелых металлов, которые встречаются главным образом в форме базальтоидной вулканокластики, преобра-

зованной в железо-магнезиальные иллит-сметитовые фазы. При снятии карбонатного разбавления более определенно выявляется роль гидроокислов Fe и Mn (см. рис. 23, 25, 26, 28—33). В распределении скоростей седиментации наблюдается их отчетливое снижение от раннего апта к началу позднего альба (см. рис. 39). Снижение скоростей седиментации, сопровождаемое сокращением вулканической активности, к началу позднего альба отчетливо проявляется в существенном уменьшении скоростей накопления Al_2O_3 , Fe и Mn (см. рис. 42—44).

Накопление осадков происходило в обстановке относительно неглубокого моря, значительно выше глубины карбонатной компенсации того времени. Море изобиловало существенно пенепленированными поднятиями, рифовыми постройками. С позднего апта до позднего альба имело место прогрессивное углубление бассейна, сопровождавшееся сокращением вулканической деятельности. Седиментация проходила в обстановке нормального кислородного режима.

Таким образом, фаза от поздних частей раннего апта до начала позднего альба в западном районе гор Маркус-Неккер является завершающей для раннемелового, начального этапа развития данной части Тихого океана.

Важно подчеркнуть, что в северном районе возвышенности Хесса (скв. 464) данная фаза выражена в неявном виде. На седиментацию, присущую данной фазе, в ее относительно полном развитии (скв. 463) накладываются особенности, связанные с пересечением этим участком экваториальной зоны высокой биологической продуктивности в течение альба, возможно, раннего сеномана (?).

В южной части возвышенности Хесса (скв. 465, 465А, 466) формационным и фациальным эквивалентом данной фазы с близкими геохимическими характеристиками является ранний сеноман. Значительная часть осадков этой фазы эродирована в результате крупного (средний сеноман—коньяк) перерыва. В южной части возвышенности Хесса (скв. 466) эрозионное воздействие перерыва проявилось интенсивнее — сохранились лишь осадки позднего альба, обогащенные базальтоидной вулканокластикой и сапропелевым материалом. Иными словами, в этом разрезе уцелели лишь осадки, представляющие начальную фазу притококеанского этапа развития бассейна.

2-й этап — позднемеловой. В течение позднего мела накапливались преимущественно фораминиферо-наннофоссилиевые (в меньшей мере наннофораминиферовые) осадки с заметным количеством кремнистых остатков, преобразованные в различные модификации свободного кремнезема: опал (А; С-Т), халцедон, кварц. Примечательны мало изменяющиеся по разрезу содержания $CaCO_3$, Al_2O_3 , Fe, Mn и ассоциирующих тяжелых металлов, присутствующих в форме преимущественно остаточных продуктов переработки вулканокластического материала и гидроокисных соединений Fe, Mn (см. рис. 23—37). Особенностью этого этапа является сравнительно большое число эрозионных перерывов, геохронологическая продолжительность и региональная выдержанность которых обусловлены локальными структурными и палеоокеанографическими условиями. Осадки накапливались в пелагической обстановке открытого океана, зоны низких широт.

Ранняя фаза позднемелового этапа. В относительно полном разрезе скв. 463 в западной части гор Маркус-Неккер фаза представлена осадками позднего альба—коньяка. В пределах возвышенности Хесса (скв. 464—466) эти осадки в значительной мере эродированы. В южной части возвышенности Хесса (скв. 465, 465А, 466) сохранились реликты фораминиферо-наннофоссилиевых осадков позднего турона—коньяка, тогда как в ее северной части (скв. 464) осадки этой фазы представлены локально развитыми относительно глубоководными бурыми вулканогенными глинами резко сокращенной мощности.

Для осадков разреза скв. 463, сложенных фораминиферо-наннофоссилиевыми илами, характерны обычные для карбонатных пелагических осадков океана содержания и скорости аккумуляции Mn, Fe и связанных с ними тяжелых металлов. Характерно возрастание темпов накопления $CaCO_3$ от позднего альба—раннего сеномана к турону: от 1268 до 4014 мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹, что может быть связано с вхождением этого района в южную часть экваториальной зоны высокой биологической продуктивности. Однако в связи с эрозионными перерывами эта тенденция для ряда интервалов нарушается.

Перерыв в осадконакоплении регионально выдержан, однако его геохронологическая емкость латерально меняется. В западной части гор Маркус-Неккер 138

перерыв охватывает интервал сантон—ранний кампан, в северной части возвышенности Хесса — средний—поздний сеноман (?), а в южной части возвышенности геохронологическая амплитуда перерыва максимальна: поздний альб—ранний сеноман—поздний коньяк, причем внутри этого интервала наблюдаются невыдержанные в пределах возвышенности Хесса реликтовые отложения позднего турона—раннего сантона. Осадки, развитые близ эрозионных контактов перерыва, отличаются повышенными количествами Al_2O_3 , SiO_2 , Fe и продуктов глубокого изменения вулканокластического материала (глинистые фазы, гидроокислы Fe, Mn и ассоциирующих тяжелых металлов), имеющие остаточную природу (см. рис. 23—38).

Сравнительно большая геохронологическая емкость перерыва, его региональная выдержанность свидетельствуют о связи с активизацией позднемеловых экваториальных (пассатных) течений и их северо-западных ветвей [Luyendyk et al., 1972].

Поздняя фаза позднемелового этапа. Геохимические характеристики, минеральный состав и литология осадков, накапливающихся начиная с раннего сантона, относительно стабильны и мало отличаются от характеристик фораминиферо-наннофоссилиевых пелагических илов открытого океана. Относительно повышенные содержания P и Al_2O_3 (в меньшей мере Fe, Mn, SiO_2) в этих осадках (см. рис. 23—38) указывают на заметное количество остаточных (после растворения) продуктов.

В западном районе гор Маркус-Неккер резко выделяются отложения раннего маастрихта, для которых характерны высокие скорости седиментации (см. рис. 39) и аккумуляции $CaCO_3$, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe, Mn, P и ассоциирующих тяжелых металлов (см. рис. 40—44). Эти данные интерпретируются как свидетельство о пересечении западным районом в раннем маастрихте экваториальной зоны высокой биологической продуктивности [Lancelot, Larson, 1975; Lancelot, 1978; Andel, 1974] и биогенной инкорпорации тяжелых металлов.

3-й этап — кайнозойский. В кайнозое происходит резкое изменение геохимической истории седиментации, которая после олигоцена характеризуется чертами, свойственными современному периоду.

Для большей части рассматриваемого региона осадки, которые характеризовали бы переход от мезозоя к кайнозую, не сохранились. Лишь на сравнительно ограниченном участке в южной части возвышенности Хесса (скв. 465, 465А; см. рис. 23—38) наблюдается непрерывный разрез от отложений позднего кампана до позднего палеоцена. На этом участке в палеоцене накапливались пелагические наннофоссилиевые илы с малой примесью радиоляриевых и других кремнистых остатков. Осадки характеризуются содержаниями главных компонентов и тяжелых металлов, типичными для биогенных карбонатных илов открытого океана (см. рис. 23—38). Несколько повышенные скорости аккумуляции Mn и P (см. рис. 44, а также приведенные выше данные по геохимии разреза скв. 465 и 465А) могут быть объяснены наличием ощутимых количеств тонкой базальтовой вулканокластики. Таким образом, по имеющимся геохимическим параметрам в этом районе переход от мезозоя к кайнозую не был ознаменован сколько-нибудь примечательными геологическими событиями. Но в целом для северо-западной части Тихого океана граница между мезозоем и кайнозоем представлена широко-региональным перерывом, охватывающим палеоцен в западной части гор Маркус-Неккер и поздний маастрихт—ранний эоцен в южной части возвышенности Хесса.

Отложения эоцена (раннего—среднего в скв. 463; среднего—позднего в скв. 466) представлены фораминиферо-наннофоссилиевыми осадками, имеющими реликтовый характер и обогащенными компонентами остаточной природы (Fe, Mn, P; см. рис. 36—38). Изучение изотопов кислорода, палеотемпературные [Frakes, Kemp, 1972, 1973] и палеоокеанографические [Berggren, Hollister, 1977] реконструкции указывают, что в Тихом океане до широты 60° в эоцене господствовал субтропический гумидный климат, резко изменившийся в олигоцене.

Олигоценовые осадки в западной части гор Маркус-Неккер представлены реликтовыми накоплениями верхней части яруса: фораминиферо-наннофоссилиевыми разностями с относительно низкими содержаниями Fe, Mn и тяжелых металлов, сохранившимися после одного из крупнейших (в постюрской истории Тихого океана) перерывов. В южном районе возвышенности Хесса олигоценовые отложения уничтожены эрозией; однако в северной ее части (скв. 464) осадки олигоцена входят в состав вулканогенной серии относительно глубоководных бурых глин, пользующихся локальным распространением.

Крупнейший перерыв в осадконакоплении (эоцен — средний — поздний миоцен) связан с кардинальными изменениями климата и перестройкой системы океанских течений на границе эоцена и олигоцена и в раннем — среднем миоцене [Frakes, Kemp, 1972, 1973; Berggren, Hollister, 1977; Andel, 1974; и др.]. В это время происходили периодические вторжения в центральную часть Тихого океана придонной антарктической воды, холодной, с высокой плотностью и соленостью, агрессивной по отношению к карбонатам и силикатам.

В позднем миоцене — плейстоцене накапливались фораминиферово-наннофоссилиевые осадки, нередко с повышенным содержанием остатков радиолярий, диатомовых. Седиментация характеризовалась низкими скоростями, характерными для северной олиготрофной зоны Тихого океана. В плиоцене и плейстоцене наблюдаются относительно повышенные содержания Al_2O_3 , Fe, Mn и других компонентов и соответственно несколько увеличенные скорости их аккумуляции (см. рис. 35—44), что связано с региональной активизацией островного базальтового вулканизма.

* * *

Таким образом, исследование распространения главных компонентов и тяжелых металлов в отложениях мезозоя и кайнозоя районов гор Маркус-Неккер и возвышенности Хесса, а также парагенетических ассоциаций этих составляющих как форм их нахождения, позволяет выделить три главных этапа геохимической эволюции постюрской седиментации центральной области северо-западной части Тихого океана: 1) ранне-меловой, 2) поздне-меловой, 3) кайнозойский:

Ранне-меловой этап характеризуется различной геохронологической продолжительностью для каждого из исследованных районов: а) в западной части гор Маркус-Неккер (скв. 463) — поздний баррем — поздний альб; б) в северной части возвышенности Хесса (скв. 464) — ранний альб — ранний сеноман; в) в южной части возвышенности Хесса (скв. 465, 465А, 466) — поздний альб — ранний сеноман.

В это время накапливались относительно мелководные карбонатные осадки, обогащенные основным вулканокластическим материалом. Отмечаются высокие количества SiO_2 , Al_2O_3 , Fe, Mn и связанных с ними тяжелых металлов, присутствующих главным образом в составе основной вулканокластики и смектит-иллитовых, гидроксидных продуктов ее изменения, в меньшей мере — в составе соединений, поставляемых гидротермами и эксгальциями.

Для начальных стадий этапа примечательна максимальная вулканическая активность (скв. 463 — средняя часть раннего апта; скв. 464 — ранний — средний альб; скв. 465, 465А, 466 — поздний альб), проявлявшаяся в обстановке ограниченных, стагнированных бассейнов, в которых накапливались туфогенные карбонатные осадки с относительно высоким содержанием сапропелевого материала и растительного детрита. Высокие скорости седиментации и аккумуляции главных компонентов, а также тяжелых металлов близки к подобным показателям протоокеанских стадий развития рифтогенных бассейнов.

Поздне-меловой этап характеризуется переходным режимом седиментации и соответствующими геохимическими параметрами: отмечается существенное уменьшение (по сравнению с ранним мелом) содержания главных компонентов и тяжелых металлов, скоростей их аккумуляции. Накопление фораминиферово-наннофоссилиевых осадков происходило в пелагической обстановке открытого океана. Для района гор Маркус-Неккер важнейшей особенностью этапа являются высокие скорости накопления $CaCO_3$, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe, Mn и P в маастрихте. В это время данный участок океанского дна пересекал экваториальную зону высокой биологической продуктивности при направленном к северу движении Тихоокеанской плиты.

Кайнозойский этап характеризуется накоплением пелагических фораминиферово-наннофоссилиевых осадков с типичными для открытого океана низкими концентрациями Fe, Mn и тяжелых металлов. Этап отличается многочисленными перерывами. Во многих случаях базальные осадки на границах перерывов обогащены остаточными продуктами, сохранившимися от растворения: глинистыми минералами, гидроксидами Fe и Mn, фосфатами. В плиоцене — плейстоцене отмечается резкое усиление островного вулканизма, отразившееся в возрастании содержания Fe, Mn и тяжелых металлов.

**ЛИТОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ
ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ
КАЛИФОРНИЙСКОГО ЗАЛИВА (РЕЙС 65-й)**

**ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
УСТЬЯ КАЛИФОРНИЙСКОГО ЗАЛИВА**

Во время 65-го рейса "Гломара Челленджера" были пробурены скважины на четырех участках в устье Калифорнийского залива (рис. 45). Буровые работы проводились здесь с целью детального изучения как молодых базальтовых тел (покровных и субинтрузивных), так и перемежающихся с ними и перекрывающих их осадочных отложений океана. На участке, где расположена скв. 483, бурением вскрыты породы, возраст которых датируется плиоценом, плейстоценом и голоценом [Initial reports..., 1983]. На остальных же рассматриваемых участках разрезы начинаются плейстоценом и венчаются голоценом. По литологическим признакам вся пройденная бурением толща легко расчленяется на три макрофации.

Макрофация III, нижнеплиоценовая (скв. 483, интервал глубин 166–270 м), состоит в основном из чередования массивных базальтов и пиллоу-базальтов; небольшую роль играют тонкие прослои осадочных (глинистых) пород.

Макрофация II, плейстоценовая (максимальная мощность ее 181 м — по скв. 485А, в интервале глубин 150–331 м), характеризуется частым переслаиванием массивных базальтов с глинистыми и алеврито-глинистыми породами.

Макрофация I, плейстоцен-голоценовая (максимальная мощность около 150 м), сложена исключительно осадочными отложениями океана; в основном это глинистые и алеврито-глинистые илы, реже — глинистые диатомиты. В качестве единичных тонких прослоев встречаются песчанистые алевриты и мелкозернистые пески.

В нашем распоряжении главным образом был керновый материал из отложений макрофации I, и лишь по скв. 485А имелось несколько образцов осадочных пород макрофации II.

**ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
В РАЗРЕЗАХ**

Провести послойное сопоставление разрезов осадочной толщи на рассматриваемых участках океана не представляется возможным, так как эти участки относятся к разным элементам тектонической структуры региона и осадконакопление развивалось в них не всегда синхронно. Однако основная направленность процессов седиментации и главные особенности формировавшихся тогда осадков были всюду сходными, поэтому для устьевой части Калифорнийского залива можно составить единую характеристику четвертичных отложений.

На всех четырех участках разрезы осадочной толщи, вскрытые бурением, сложены в основном глинами, алевритистыми глинами и глинистыми алевритами. Подчиненную по мощности роль играют песчанистые алевриты и мелкозернистые пески (всюду сильноглинистые). Породы обладают темно-серой и зеленовато-серой окраской. Характер слоистости в малых кусках керна уловить трудно, и только в шлифах под микроскопом бывают заметны следы тонкой горизонтальной слоистости. Однако в большинстве случаев эта первичная текстура осадков оказывается сильно нарушенной процессами биотурбации. Породы легко размокают в воде.

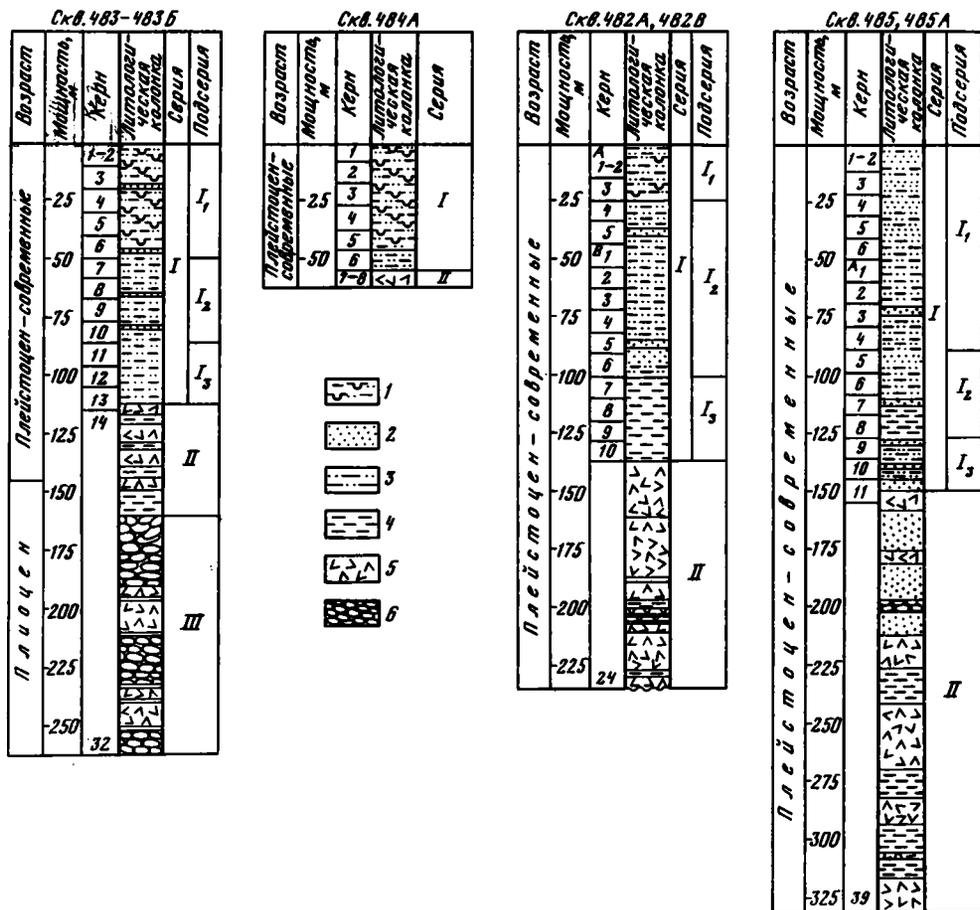


Рис. 45. Литологические колонки скважин 65-го рейса

1 - диатомовые алевроитовые глины; 2 - пески; 3 - алевроиты глинистые и глины алевроитовые; 4 - глины; 5 - базальт; 6 - pillow-лавы

Алевроитовый и более крупнозернистый материал представлен зернами кварца, полевых шпатов, глауконита, пластинками слюды, хлорита, агрегатами монтмориллонита. В тяжелой фракции, количество которой составляет доли процента от частиц размером 0,01-0,1 мм, присутствуют (помимо рудных зерен) циркон, эпидот, цоизит, роговая обманка (обыкновенная, реже - боркевикит), рутил, гранат, турмалин, титанистые минералы. Весь этот обломочный материал является терригенным, многократно переработанным. Кроме того, эпизодически к нему примешивались пирокластические частицы свежего биотита, осколки вулканических стекол (кислых, реже - основных), иногда - обломки кристаллов моноклинного пироксена, роговой обманки, кварца, плагиоклазов.

Основная пелитоморфная масса всех описываемых пород очень однообразна. Она окрашена коллоидальным сапропелевым веществом в бежево-оливковый, иногда буроватый цвет и включает в себя, то в большем, то в меньшем количестве гелифицированные фрагменты в форме бесструктурного витрена, иногда кsilовитрена, сгустки гелинито-коллинита различных размеров, а также остатки кремневых и карбонатных организмов. Среди биогенного кремнезема наиболее часты панцири диатомей и их обломки, реже встречаются скелеты радиолярий, спикулы губок. В массе диатомового детрита различаются осколки панцирей этмодискусов. Органогенный карбонат принадлежит главным образом раковинам фораминифер, реже - кокколлитам, очень редко

(в алеврито-песчаных прослоях) находятся единичные обломки раковин моллюсков и створки остракод. Раковины фораминифер часто бывают плохой сохранности: раздавлены, полурасстворены и т.д.

Основная часть глинистого вещества изученных отложений является детритным материалом, который вносился в осадок в виде взвеси и пресипитация которого шла механическим путем из мутных наддонных вод. Это были частицы монтмориллонита, гидрослюда, хлорита, а иногда и каолинита. Кроме того, в осадок поступало какое-то количество глинистого материала и в коллоидальном состоянии, в комплексе с колломорфным гумусовым веществом. При коагуляции либо выпадал сложный, органо-минеральный гидрогель, либо происходила раздельная садка органической и глинистой массы. В последнем случае обособлялись бесформенные, с расплывчатыми очертаниями бледно-зеленые сгустки тонкодисперсного смешаннослойного монтмориллонитового минерала. Интересно отметить, что процесс "очистения" метаколлоидального глинистого вещества от органического мог происходить и в результате жизнедеятельности иловодов. Последние, пропуская через себя иловые воды, богатые органо-минеральными коллоидами, усваивали их органическую часть, а минеральную удаляли в виде копролитов. В ископаемое состояние эти копролиты переходили редко, так как еще в свежем илу они подвергались процессам биотурбации. Тем не менее глинистые копролиты иногда хорошо сохраняются в осадках.

В некоторых песчаных и алевритовых прослоях среди обломочного материала присутствуют явно переотложенные терригенные ярко-зеленые глауконитоподобные зернистые агрегаты. Судя по рентгенограммам, эти агрегаты относятся к смешаннослойной фазе монтмориллонитового ряда, в которой имеется до 20% неразбухающих иллитовых слоев. Интересно отметить, что подобный же минерал отмечается как главный компонент и в составе глинистого материала многих песчаных и песчано-алеваитовых прослоев. Возможно, что при переотложении и переносе часть глауконитоподобных агрегатов могла измельчаться и тем самым обогащать соответствующим минералом пелитовую фракцию осадков.

Для рассматриваемых пород очень обычен аутигенный пирит. Он дает псевдоморфозы по гумусовым растительным остаткам (и изредка замещает остатки диатомей, заполняет камеры фораминифер), образует бесформенные агрегаты, вытянутые по слоистости осадка. Особенно много бывает аутигенного пирита вблизи контакта осадков с базальтом. Замечена следующая закономерность. Почти во всех осадках макрофации I пирит связан с ожелезнением растительных остатков и представлен землистой разностью — мельниковитом. В нижней части разреза макрофации I, в осадках, близких к контакту с базальтом, а главное в осадках, перемежающихся с базальтами, пирит образует агрегаты хорошо образованных кристаллов с характерным металлическим блеском. Обращают на себя внимание псевдоморфозы пирита по растительным остаткам, имеющие цилиндрическую форму. Они сложены тонкоагрегатным пиритом, а поверхность их усеяна хорошо развитыми кристаллами пирита. Очевидно, здесь имеются две генерации пирита: одна связана с ожелезнением растительных остатков на раннем этапе диагенеза, а другая — с привносом железа гидротермами в более позднюю стадию изменения осадка.

В плейстоценовых отложениях изученного региона присутствует образовавшийся *in situ*, далеко не типичный для нормальноокеанических осадков аутигенный минерал — гипс. Особенно он характерен для осадков скв. 482 и 485. Здесь почти в каждом шлифе можно встретить несколько крупных кристаллов или лучистых агрегатов гипса. Существует следующая закономерность. В нижней части разреза, примерно с глубины 127 м (скв. 485А) или 101 м (скв. 482В), гипс образует крупные (> 0,5 мм) лучистые агрегаты. Выше и до самого верха разрезов он представлен хорошо образованными моноклинными кристаллами (длиной до 0,3 мм), которые в шлифе имеют веретенообразные или боченковидные очертания. Кристаллы прозрачные, чистые, иногда (обычно только по своей периферии) — мутные, имеют пойкилитовую структуру. В разрезах по скв. 483 и 484 аутигенный гипс, как правило, фиксируется реже и обычно в виде мелких розетковидных агрегатов, и только в разрезе по скв. 483 ниже глубины 81,5 м присутствуют крупные радиальнолучистые агрегаты гипса.

Частая встречаемость крупных и не единичных кристаллов гипса позволяет считать его типичным аутигенным минералом для плейстоценовой толщи некоторых участков устья Калифорнийского залива. Образование столь необычного для океанических

осадков аутигенного минерала, вероятно, было связано с гидротермальными процессами, которые действовали тогда в океанической коре. В частности, только систематическое поступление дополнительного тепла в свежие осадки могло усиливать испарение иловых вод и тем обеспечивать выпадение солей из раствора. Кстати, в скв. 482С и в настоящее время констатируются относительно высокие температуры ($\approx 150^{\circ}\text{C}$), которые также объясняются деятельностью гидротерм.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Скважины 483, 483В, 483С

Эта группа скважин была пробурена примерно в 52 км западнее Восточно-Тихоокеанского поднятия и в 25 км западнее основания континентального склона Калифорнийского залива на глубине 3070 м. Разрез по скв. 483 стал опорным для этого участка акватории. Разрезы по скв. 483В и 483С получились очень неполными, так как при бурении большая часть керна из надбазальтовой части толщи была размыта. Разрез по скв. 483В повторяет опорный разрез начиная с глубин 91,5 м, а с глубины 204,5 м удлиняет его (до 267 м). Разрез по скв. 483С повторяет основной разрез в интервалах 38,5–48 и 86–114 м.

Сводный разрез имеет мощность 267 м и расчленяется на три макрофазии. По данным бортового описания, в этом разрезе от забоя и до глубины 150 м залегают базальты (массивные и пиллоу-базальты); выше (115–150 м) разрез представлен чередованием массивных базальтов и осадочных (глинистых) пород; с глубины 115 м и выше до устья скважины идет осадочная толща пород (макрофазия I), которая и послужила объектом наших исследований.

Макрофазия I (скв. 483, керн л 1–13; глубины 0–115 м) объединяет три фазии.

Фашия I₃ (керны 11–13; 86,5–115 м) представлена темно-серыми глинами, слабоалевритистыми (~ 10 –12% фракции 0,01–0,1 мм), с редкими тонкими более алевритистыми прослоями (до 30% фракции 0,01–0,1 мм). Для них характерно повышенное (до 2,6%) содержание органического вещества смешанного типа с преобладанием гумусового материала, представленного бурыми сгустками и агрегатами сгустков гелинито-коллинита, которые имеют зернистую структуру и расплывшиеся контуры. Среди гумусового материала в значительном количестве обнаруживаются обломки витринита как аллотигенного, так и сингенного происхождения [Timofeev, Bogoliubova, 1979; Боголюбова и др., 1979], а также преимущественно гелифицированные частички крупного и мелкого аттринита. Сапропелевый материал представлен сапроколлинитом, сорбированным минеральной частью осадка. Он имеет бежево-оливковый цвет, на участках с примесью гумусового материала обретает буроватый тон. Много пирита; псевдоморфозы по растительным обрывкам, шарообразные зерна, сплошные, неправильной формы агрегаты. Местами в глинистой массе улавливаются следы первичной тонкой горизонтальной слоистости осадка, подчеркнутой ориентированным расположением глинистых чешуек. В большинстве же случаев она не сохраняется из-за интенсивной биотурбации осадков. Карбонатность пород низкая (10–12%). Она обусловлена главным образом присутствием раковин фораминифер плохой сохранности, с тонкими стенками. Редко бывают заметны единичные кокколлиты. Алевритовые частицы принадлежат кварцу, полевым шпатам, слюдам, хлориту, агрегатам минералов монтмориллонитовой группы; среди тяжелых минералов преобладает пирит, имеются зерна роговой обманки, эпидота и цоизита, циркона, граната, сфена, а местами — единичные зерна моноклинного пироксена. Очень редко встречаются мелкие осколки кислых вулканических стекол. Наряду с пиритом иногда отмечаются и зерна пирротина. В осадках этой фашии встречается аутигенный гипс в виде крупных ($\sim 0,30$ –0,50 мм) лучистых агрегатов.

Фашия I₂ (керны 7–10; 48,5–86,5 м) представлена зеленовато-серыми алевритистыми глинами (~ 20 –30% фракции 0,01–0,1 мм) с редкими прослоями песчанистых алевролитов. Кое-где (кern 7, секция 5 и др.) наблюдается заметная примесь пепловых частиц: осколки вулканических стекол, пластинки свежего биотита, обломки кристаллов пироксена, кварца, плагиоклазов. Снизу вверх по разрезу постепенно увеличивается примесь биогенного кремнезема, главным образом за счет остатков диатомей, реже — радиоларий и спикул. Много аутигенного пирита. Органическое вещество в осад-

как этой фации содержится в меньшем количестве (1,2–1,8%), чем в нижележащей. Оно относится к сапропелевому типу и представлено сапро-коллинитом бежево-оливкового цвета. Сапро-коллинит сорбирован минеральной составляющей осадка. Гумусовый материал обнаруживается в виде редких обломков витринита фрагментарной размерности и небольшого количества гелефицированного аттринита. Карбонатность пород — 20–25%; она обусловлена в основном раковинами фораминифер (плохой сохранности), но встречаются прослои, где помимо фораминифер есть участки пелитоморфного карбоната с реликтами кокколитов. В отдельных алевритовых прослоях встречаются мелкие известковистые конкреции. Осадки сильно биотурбированы. В них (керны 7–8) особенно отчетливо бывают заметны следы жизнедеятельности илоедов. Там, где особенно много сохранилось копролитов, глинистая масса осадков содержит значительное количество смешаннослойного монтмориллонитового минерала. Терригенный обломочный материал осадков (в том числе и тяжелая фракция) фаций I₂ и I₃ вполне идентичен. В осадках фации I₂ изредка встречается аутигенный гипс, но не в виде лучистых крупных агрегатов (как в фации I₃), а в виде мелких агрегатных зерен с пойкилитовой структурой.

Фац и я I₁ (керны 1–6; 1–48,5 м) представлена осадками, в результате постепенного перехода сменяющими осадки фации I₂. Это зеленовато-серые диатомовые алевритовые глины и глинистые диатомиты (керны 1–2). Изредка встречаются прослои глин, сильно обогащенные песчано-алевритовым материалом (отдаленные турбидиты). Среди диатомового детрита различаются и осколки панцирей этмодискусов. В глинах содержится повышенное количество органического вещества (1,7–2,6%), которое относится к сапропелевому типу, состоящему из сапро-коллинита и небольшого количества гумусового материала. Сапро-коллинит сорбируется минеральной составляющей осадка и имеет бежево-оливковый цвет. Среди гумусового материала преобладают сгустки и агрегаты сгустков гелинито-коллинита зернистой структуры бурого цвета, с расплывчатыми контурами. В меньшем количестве обнаруживаются фрагменты витринита и гелефицированный аттринит. В некоторых прослоях присутствует небольшая примесь пепловых частиц: осколков кислых вулканических стекол, пластинок свежего биотита; обычен аутигенный пирит. Изредка встречаются мелкие агрегаты гипса.

Скважины 484, 484А

Эти скважины были пробурены на участке океана, расположенном над так называемым "магнитным диапиром".

Скважина 484А принята в качестве опорной. Ее общая глубина 62 м; нижние 7 м разреза составляют базальты (макрофация II), а остальные 55 м — осадочные породы, объединенные в макрофацию I.

Макрофация I (керны 1–6; глубины 0–55 м) в нижней части (мощность 9 м) сложена алевритовыми глинами с раковинами фораминифер, остатками наннопланктона. Вверх по разрезу глины обогащаются биогенным кремнеземом. Среди алевритовых частиц присутствуют кварц, полевые шпаты, монтмориллонитовые агрегаты, пластинки слюд. Основная по мощности часть разреза представлена диатомовыми глинами и глинистыми диатомитами. В них рассеяны раковины фораминифер, единичные кокколиты и очень редко — створки остракод. Всюду присутствуют обломки витринита различных размеров, пятна гелинито-коллинита среди сапропелевого колломорфного вещества. Обнаруживается аутигенный пирит. Местами заметна примесь пепловых частиц: биотита, кислых вулканических стекол, роговой обманки, пироксена. Редкие мелкие агрегатные зерна гипса (обычно пойкилитовой структуры) были встречены лишь в осадках из кернов 1 (секция 3) и 6 (секция 2).

Скважины 482А, 482В

Примерно в 12 км от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия и в 15 км южнее разломной зоны Тотайо было пробурено несколько скважин; по скв. 482А и 482В составлен опорный разрез общей мощностью 230 м, легко расчленяющийся на две макрофазии.

Макрофация II (скв. 482В, керны 11–24; глубины 137–230 м) включает серию базальтовых тел, содержащих прослои глинистых пород. Образцов осадочных пород из этого интервала разреза у нас не имелось.

Макрофация I (скв. 482А, керны 1—4; скв. 482В, керны 1—10; глубины 0—137 м) может быть расчленена на три фации, но границы между ними точно не устанавливаются, так как осадки связаны между собой постепенными переходами.

Фация I₃ (скв. 482В, керны 7—10) представлена темно-серыми глинами с высоким содержанием органического вещества (около 2,5%), которое относится к сапропелево-гумусовому типу с резким преобладанием гумусового материала. Последний представлен то в большем, то в меньшем количестве гелинито-коллинитом с зернистой и хлопьевидной структурой, образующим бурые сгустки различных размеров, а частично находящимся в смеси с сапро-коллинитом. Среди гумусового материала довольно много крупных обломков витринита буровато-оранжевого цвета преимущественно сингенетического происхождения. В небольшом количестве присутствует гелифицированный аттринит. Сапропелевый материал относится к сапро-коллиниту и имеет бежево-оливковый цвет. Он тесно соединен с минеральной составляющей осадка. Местами наблюдаются остатки наннопланктона и раковины фораминифер. В одних раковинах фораминифер камеры заполнены пиритом, в других — пирит развивается только по стенкам камер, тогда как центральная часть их выполнена кальцитом, иногда в виде монокристаллов. Характерно, что здесь совсем не встречаются остатки кремневых организмов. Обычны радиально-лучистые крупные агрегаты аутигенного гипса.

Фация I₂ (скв. 482А, керны 4—5; скв. 482В, керны 1—6) представлена зеленовато-серыми алевритистыми глинами (до 25% фракции 0,01—0,1 мм) с прослоями, обогащенными мелкопесчаным материалом. В отличие от нижней фации (I₃) здесь породы содержат меньше органического вещества, поэтому (часто — в большом количестве) сохраняются кокколиты. Вверх по разрезу постепенно увеличивается примесь биогенного кремнезема. Аутигенный гипс характерен и для пород фации I₂, но в них он присутствует в виде хорошо образованных монокристаллов. В рассматриваемом разрезе было встречено два песчаных прослоя, в которых среди алевритового и песчаного материалов оказалось много перетолженных зерен глауконита (обр. 482В—6—5—97—101 и 482А—5—5—69—70). Они имеют зеленый цвет, точно поляризуют и отличаются плавными контурами; радиальные трещинки заполнены бледно-зеленой глинистой массой. Глауконитовые зерна вместе с другими песчаными и алевритовыми частицами (кварца, полевых шпатов, роговой обманки, пироксена и основной массы базальтов) погружены в известково-глинистую массу с пятнами колломорфного органического вещества и обломками витринита различных размеров; встречаются обломки крупных раковин моллюсков и створок остракод. Иными словами, весь осадок, в который включены зерна глауконита, генетически связан с турбидитным потоком. Мы специально изучили эти глауконитовые зерна рентгенографически, и выяснилось, что они имеют смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюдистый состав. Более подробная характеристика минерала дана ниже.

Фация I₁ (скв. 482А, керны 1—4) представлена зеленовато-серыми алевритовыми глинами, пропитанными бурым органическим веществом, с остатками редко рассеянного наннопланктона и раковин фораминифер, а также с аутигенным пиритом. Кое-где встречаются пепловые частицы. Постоянно присутствуют, хотя и в небольшом количестве, остатки кремневых организмов. Довольно обычен гипс, который образует включения крупных монокристаллов.

Скважины 485, 485А

Скважины 485 и 485А расположены несколько восточнее скв. 482 (см. рис. 45). По ним составлен общий разрез. Глубина заложения скважин 2981 м. Скважина 485А прошла 331 м, т.е. оказалась наиболее глубокой по сравнению с остальными скважинами 65-го рейса.

Разрез по скв. 485 и 485А расчленяется на две макрофации. Нижняя макрофация (II) характеризуется частым чередованием базальтов и осадочных пород, а верхняя (I) представлена только осадочными породами. Интересно заметить, что здесь, на самом юго-восточном участке района работ, суммарная мощность плейстоценовой серии пород (макрофация I и II) выше, чем на других участках бурения этого рейса. Судя по бортовым описаниям, в рассматриваемом разрезе и мощности осадочных пород, чередующихся с базальтами (макрофация II), выше, чем в других разрезах.

Макрофа́ция II (скв. 485А, керн 11, секция 3 — керн 39; глубины 152—331 м) была изучена нами только по семи образцам (керны: 19—22, 27, 36, 37), по которым трудно было составить полное представление об осадочных породах, чередующихся с базальтами, но все же оказалось возможным уловить некоторые отличия этих пород от надбазальтовой серии (макрофа́ция I).

Создается впечатление, что осадки, объединенные в макрофа́цию II, накапливались примерно на тех же глубинах, что и осадки макрофа́ции I, и состояли в основном из терригенного материала, преимущественно детритно-глинистого, с примесью алевритовых частиц. Изредка в осадки вносился турбидитными потоками и мелкопесчаный материал. Осадки достаточно обогащены органическим веществом, на долю которого приходится нередко более 2,5%. Органическое вещество смешанного состава, с преобладанием гумусового материала; последний состоит из буроватого гелинито-коллинита, который имеет вид сгустков среди сапро-коллинита или тонко диспергирован в нем, образуя сапро-гелинито-коллинит буровато-оливкового цвета. Имеется довольно много крупных обломков витринита, часто с полуокатанными контурами, размер которых иногда бывает больше поля зрения микроскопа. Присутствующий аттринит представлен частичками витринита; сапропелевый материал обнаруживается в небольшом количестве в виде бежево-оливкового сапро-коллинита, сорбированного минеральной составляющей осадка. Среди алеврито-песчаного материала описываемых осадков, помимо зерен кварца, полевых шпатов, пластинок слюд, хлорита, присутствуют обломки базальтов. В тяжелой фракции этих осадков доминируют аутигенные частицы (пирит и барит), а терригенные (циркон и эпидот) — единичны. Пелитоморфный компонент осадков представлен полиминеральным детритным глинистым веществом.

Осадочные породы, перемежающиеся с базальтами, отличаются от пород надбазальтовой серии несколько большим уплотнением, более сильной пиритизацией. Мельниковит в них не обнаруживается, а всюду констатируется только пирит. Интересно, что многие агрегатные зерна пирита имеют сложное строение: плотное, тонкокристаллическое ядро инкрустировано хорошо образованными кристаллами (пирит двух генераций?).

Отложения макрофа́ции II в целом состоят так же, как и в других разрезах, из глинистых и алевритовых отложений, но здесь чаще встречаются песчано-алевритовые прослои мощностью до 3 м, и алевритовые породы обнаруживают явное превосходство над глинистыми. Остатки кремневых организмов в осадках этого разреза, как правило или совсем отсутствуют, или очень немногочисленны. Наблюдаются крупные обломки витринита, нередко хорошо окатанные. Карбонатность пород невелика (~ 11%); она обусловлена главным образом присутствием раковин фораминифер (обычно очень тонкостенных) и сохранением кое-где кокколитов; в отдельных слоях (скв. 485А, керны 6—8) заметная роль принадлежит тонкозернистому хемогенному (диагенетическому) карбонату. По всему разрезу встречаются пепловые частицы: обломки кислых вулканических стекол, пластинки свежего биотита, зерна амфибола и пироксена.

Макрофа́ция I (скв. 485, керны 1—6; скв. 485А, керны 1—11, секция 3; глубины 0—152 м) не поддается расчленению на фации с четкими границами разделов (настолько постепенны все переходы между слоями) и может быть расчленена только очень условно.

Фа́ция I₃ (скв. 485А, керн 9 — керн 11, секция 3) представлена алевритовыми глинами, которые особенно часто включают линзовидные песчано-алевритовые прослои. Среди алевритового и песчаного материалов — зерна кварца, полевых шпатов, пластинки слюд (сильно хлоритизированный биотит), глинистые агрегаты, зерна глауконита, изредка — обломки базальта. В тяжелой фракции (составляет доли процента от фракции (0,01—0,1 мм): пирит, эпидот, цоизит, роговая обманка, циркон. В глинистой фракции осадков, обогащенных алевритовыми и песчаными частицами, часто главенствующая роль принадлежит смешаннослойной монтмориллонит-гидро-слюдистой фазе. Аутигенный гипс в породах этой фации присутствует во всех литологических разностях пород в виде крупных радиальнолучистых агрегатов. Органическое вещество составляет 1,3—1,6% осадка. Оно относится к смешанному типу с преобладанием гумусового материала, представленного гелинито-коллинитом, который обнаруживается в виде бурых пятен и сгустков, а также обломками витринита и аттри-

нитом. Сапропелевый материал встречен в форме сапро-коллинита, иногда в смеси с гелинито-коллинитом.

Фац и я I_2 (скв. 485А, керны 5—8) объединяет глинистые и алеврито-глинистые породы с очень редкими и маломощными песчано-алевритовыми прослоями. Осадки характеризуются меньшим содержанием органического вещества по сравнению с ниже лежащими (0,5—1,3%). Оно — также смешанного состава с преобладанием гумусового материала в форме гелинито-коллинита. Гелефицированный аттринит и обломки витринита встречаются в сравнительно небольшом количестве, но вверх по разрезу содержание их увеличивается, и одновременно появляются более крупные включения витринита. Сапропелевый материал, как обычно, в этой части разреза представлен буровато-оливковым сапро-коллинитом. В некоторых глинах бывают заметны следы внутрислойного скольжения (оползневой характера?). В нижней части фации (керны 5—7) глинистая масса испещрена тонкозернистым кальцитом, среди которого сохраняются единичные кокколиты. Очевидно, этот карбонат — результат растворения биогенного CaCO_3 и химической садки кальцита в процессе диагенеза. Всюду — тонкостенные раковины фораминифер. Изредка встречаются остатки кремневых организмов (диатомей, радиолярий и др.). Аутигенный гипс дает крупные, хорошо развитые кристаллы.

Фац и я I_1 (скв. 485, керны 1—6; скв. 485А, керны 1—4) в основном представлена глинами и алевритистыми глинами. В верхней части разреза встречаются песчано-алевритовые прослои. Для осадков фации I_1 характерно постоянное присутствие (хотя и в малом количестве) остатков диатомей и других кремневых организмов. Обнаруживаются рассеянные пепловые частицы. Часто встречается аутигенный гипс в виде крупных монокристаллов. Органическое вещество составляет более 3%. Оно состоит из гумусового и сапропелевого материала. Гумусовый материал представлен то более, то менее крупными сгустками гелинито-коллинита зернистой структуры, а также аттринитом, частички которого принадлежат витрену. Отдельные гелефицированные фрагменты имеют ксиловитренную структуру, реже относятся к витрену. Наблюдаются случаи распада тканей на отдельные зерна, свидетельствующие о микробальном разложении растительного материала, поступающего с континента, и о формировании части зернистого гелинито-коллинита *in situ*. Сапропелевый материал представлен бежевато-оливковым сапро-коллинитом. Иногда он находится в смеси с гелинито-коллинитом, обретая при этом буроватый оттенок. Соотношение гумусового и сапропелевого материала по разрезу меняется. В результате в нижней половине разреза, представленного данной фацией, органическое вещество принадлежит в целом к существенно гумусовому типу, а в верхней — к сапропелевому.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ

Глинистая фракция $< 0,001$ мм была детально изучена рентгенографически (в 56 образцах) преимущественно для детритных отложений четвертичного возраста. При этом были выявлены три минералогических типа глинистой фракции:

1) полиминеральный, типично детритный переотложенный комплекс минералов: монтмориллонита, иллита и хлорита (наиболее характерный для илов надбазальтовой толщи);

2) глинистая фракция с преобладанием аутигенного смешаннослойного, сильно набухающего монтмориллонит-иллитового, глауконитоподобного минерала (характерного для биотурбированных глинистых аргиллитов, обогащенных органическим веществом);

3) глинистая фракция с преобладанием смешаннослойного монтмориллонит-иллитового железистого глауконитового минерала (более характерного для отдаленных турбидитов с переотложенным глауконитом).

Породы чисто биогенного происхождения, такие, как диатомиты, фораминиферовые илы или нанноилы, не образуют здесь самостоятельных прослоев (без участия терригенного материала), а потому и не были охарактеризованы в отношении минералов глинистой фракции.

Полиминеральный, типично детритный комплекс минералов: монтмориллонита, иллита и хлорита (наиболее характерный для илов надбазальтовой толщи). Верхняя надбазальтовая толща терригенных отложений четвертичного возраста имеет мощность 150 м (скв. 485А). Она весьма однообразна в отношении как литолого-фациальных типов, так и минерального состава глинистой фракции. В пределах надбазальтового чехла породы типа глин и алевролитистых глин (с малой примесью биогенных компонентов — диатомовых или остатков наннопланктона) имеют исключительно однообразный комплекс глинистых минералов. Он складывается преимущественно перетолженными детритными минералами: монтмориллонитом, иллитом, с малой примесью хлорита или каолинита. Рентгенографические параметры этих минералов не отличаются от стандартных [Grim, 1953; X-ray identification..., 1951; The X-ray identification..., 1961].

Количественные оценки содержания глинистых минералов во фракции $< 0,001$ мм, выполненные по методу П. Бискайе [Biscaye, 1964], показывают очень небольшие вариации в их распределении по разрезам скважин и профилю.

Монтмориллонит всюду является преобладающим компонентом глинистой фракции, но несколько более обилен в западной части профиля [Initial reports..., 1981], где в скв. 483 его содержание варьирует в пределах 50—80%, а в скв. 483С — 60—70%. В юго-восточной части профиля в скв. 482 его содержание достигает примерно до 65%, а в скв. 485 составляет 40—70%. В скв. 484, расположенной к северо-востоку от среднего хребта, содержание монтмориллонита — 60%.

Иллит является по количеству вторым существенным компонентом глинистой фракции. Его несколько меньше в западной части профиля (в скв. 483 — 15—40%) и заметно больше в восточной части (в скв. 482А — 35—55%, а в скв. 485 — 15—35%). В скв. 484 он составляет 15—30% глинистой фракции.

Хлорит вместе с примесью каолинита составляет 5—15% глинистой фракции. Лишь в скв. 484 примесь этих двух минералов достигает примерно 20%.

Приведенные здесь оценки количества глинистых минералов близки к соответствующим данным процентного содержания глинистых минералов, полученным для надбазальтовой терригенной толщи В.Б. Курносовым с соавторами [Kurnosov et al., 1983]. В.Б. Курносов приводит несколько более высокие содержания набухающих 17Å-ных минералов (на 5—10%). Кроме того, эти авторы не выделяют в число 7Å-ных минералов каолинит, который фиксируется нами.

Комплекс глинистых минералов надбазальтовой толщи терригенных отложений часто незрелый, малоизмененный. Это хорошо видно по иллитовым минералам, которые часто являются слабо деградированными и не обнаруживают набухающих смектитовых структурных пакетов. Аналогично иллитам мало разрушенными являются здесь и хлоритовые минералы, за исключением некоторых случаев нахождения так называемых дефектных хлоритов с частично измененным бруситовым слоем и способностью разрушаться при сравнительно невысоких температурах ($\sim 550^\circ\text{C}$).

Исключительное однообразие комплекса глинистых минералов четвертичного надбазальтового осадочного чехла как по набору минералов, так и по их количественным соотношениям объясняется рядом особенностей седиментации в данном бассейне. К их числу относятся сравнительно глубоководная обстановка осадконакопления, более выровненный подводный рельеф дна этого участка (с отсутствием явно выраженных бордерлендов), удаленность источников сноса и наземных вулканических очагов и т.п. Отложение столь однородного тонкодисперсного глинистого материала, вероятно, могло осуществляться лишь постоянными придонными течениями, возможно, с каким-то преобладающим направлением. Подобная обстановка седиментации могла существовать лишь при относительной неизменности областей сноса глинистого материала, за исключением кратковременных моментов активизации потоков, отлагавших удаленные турбидиты в виде линзовидных маломощных прослоев, обладающих, как увидим ниже, иным составом глинистой фракции.

Толща межбазальтовых отложений, имеющая тот же состав глинистой фракции, изучена нами по ограниченному количеству образцов скв. 485А. Ассоциации глинистых минералов в глинах и алевролитовых глинах, переслаивающихся с базальтами, и в надбазальтовой толще в основном одинаковы (рис. 46—48). Что касается количественных соотношений, то по нашим данным отмечается менее значительное содержание в глинистой фракции набухающих смектитовых минералов (около 50—60%), чем

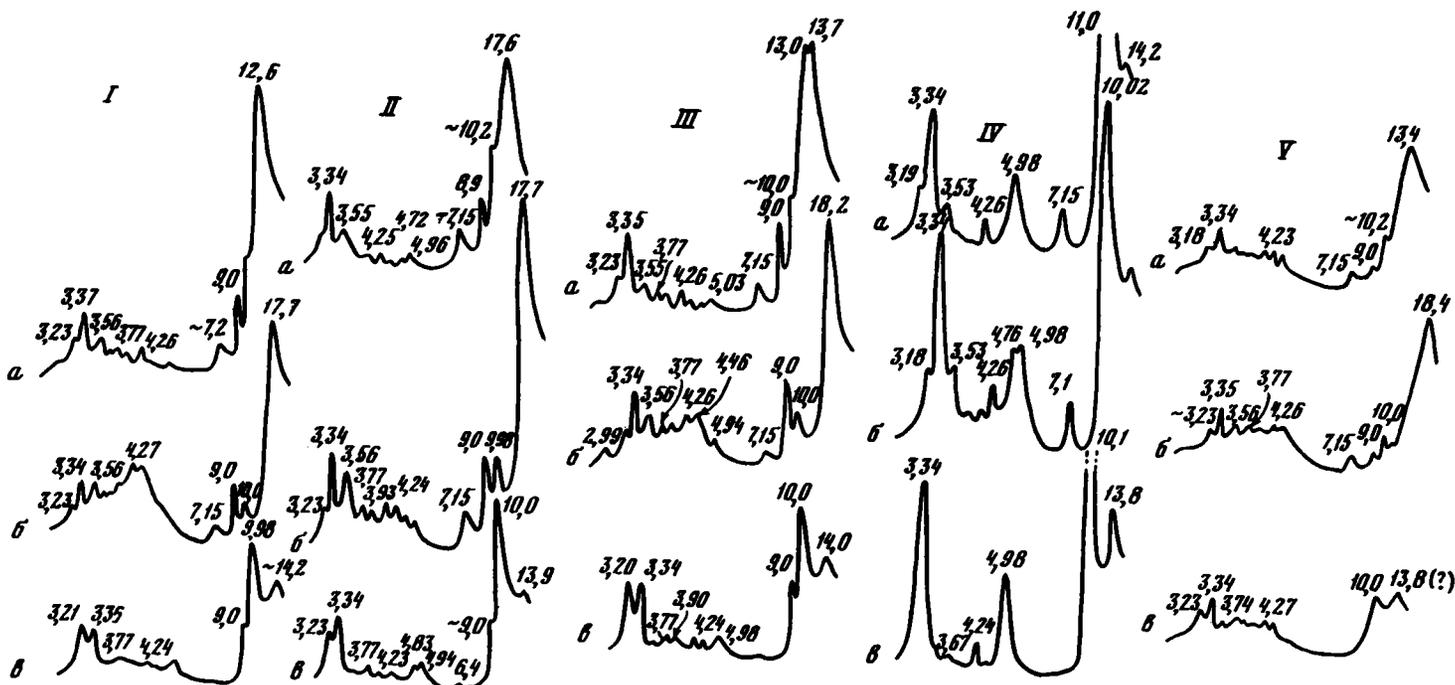


Рис. 46. Дифрактограммы глинистой фракции $< 0,001$ мм из пород надбазальтовой серии

I—II — полиминеральная ассоциация с монтмориллонитом, иллитом и хлоритом: I — обр. 485A — 6—3—20—22; II — обр. 485A — 9—1—117—122; III—IV — смешаннослойные монтмориллонит-иллитовые (M-i) минералы, формирующиеся за счет переротложения глауконитсодержащих пород: III — обр. 485A — 11—3—72—76 с существенным содержанием набухающих смектитовых пакетов (до 60%); IV — обр. 482D—5—2—10—14 с малым количеством набухающих смектитовых пакетов (до 10—20%); V — тонкодисперсный аутигенный смешаннослойный (M-i), сильно набухающий минерал с малым содержанием иллитовых пакетов (15—20%) — обр. 483 — 7—5—72—75.

Состояние образца: а — воздушно-сухой; б — насыщенный глицерином; в — прокаленный при 550°C

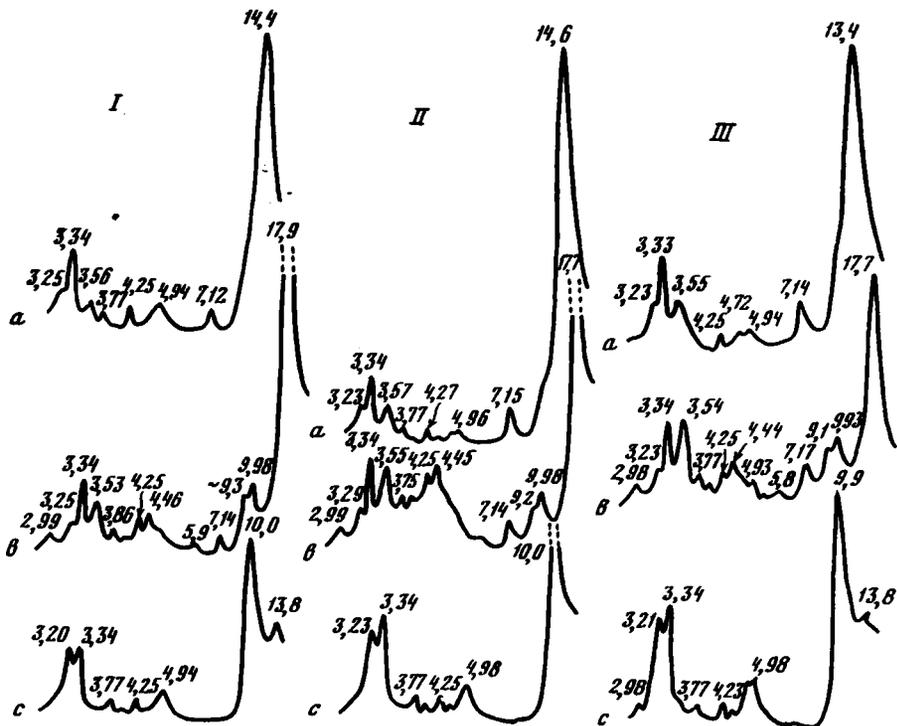


Рис. 47. Диффрактограммы глинистой фракции из пород межбазальтовой серии скв. 485А
 I — обр. 27-1-113-118; II — обр. 36-2-80-85; III — обр. 37-1-108-122 полиминерального состава (включая монтмориллонит, иллит и хлорит)

по данным В.Б. Курносова (80–94%) [Kurnosow et al., 1983], и более высокий процент иллитовых минералов (30–40% вместо 10–25%). Кроме того, по рефлексам 7,15 и 3,57 Å, исчезающим после прокаливании при 550°С, мы выделяем каолиновый компонент (около 10%) и в надбазальтовой толще.

Глинистая фракция с преобладанием аутигенного смешаннослойного, сильно набухающего монтмориллонит-иллитового глауконитоподобного минерала (характерного для биотурбированных глинистых аргиллитов, обогащенных органическим веществом). Этот минералогический тип глинистой фракции обнаружен в обр. 483-7-5-72-75, в глинистых аргиллитах, содержащих скопления органического вещества и следы жизнедеятельности илоедов. Под микроскопом обнаруживается зеленый новообразованный минерал, который замещает ходы червей при участии процессов разложения органического вещества (см. рис. 48). Рентгенографически устанавливается, что зеленый новообразованный минерал смешаннослойной монтмориллонит-иллитовой структуры отличается очень высокой дисперсностью и значительным преобладанием сильно набухающих смектитовых слоев (до 80%) над иллитовыми (до 20%). В воздушно-сухом состоянии минерал имеет $d = 13,4 \text{ \AA}$, а после насыщения глицерином обнаруживает асимметричный пик с $d = 18,5 \text{ \AA}$ (указывающий как на смешаннослойный тип структуры, так и на высокую дисперсность минерала). Примесь детритного иллита, хлорита и каолинита незначительна. Малый процент пакетов железистого иллита в структуре аутигенного минерала свидетельствует о слабом начальном (инициальном) процессе глауконитизации, имевшем место в ходе диагенеза четвертичных алевритоглинистых отложений, вскрытых скважинами 65-го рейса.

Глинистая фракция с преобладанием смешаннослойного монтмориллонит-иллитового железистого глауконитового минерала (более характерного для отдаленных турбидитов с перетолженным глауконитом). На фоне однообразного полиминерального детритного глинистого материала надбазальтовой толще гемипелагических осад-

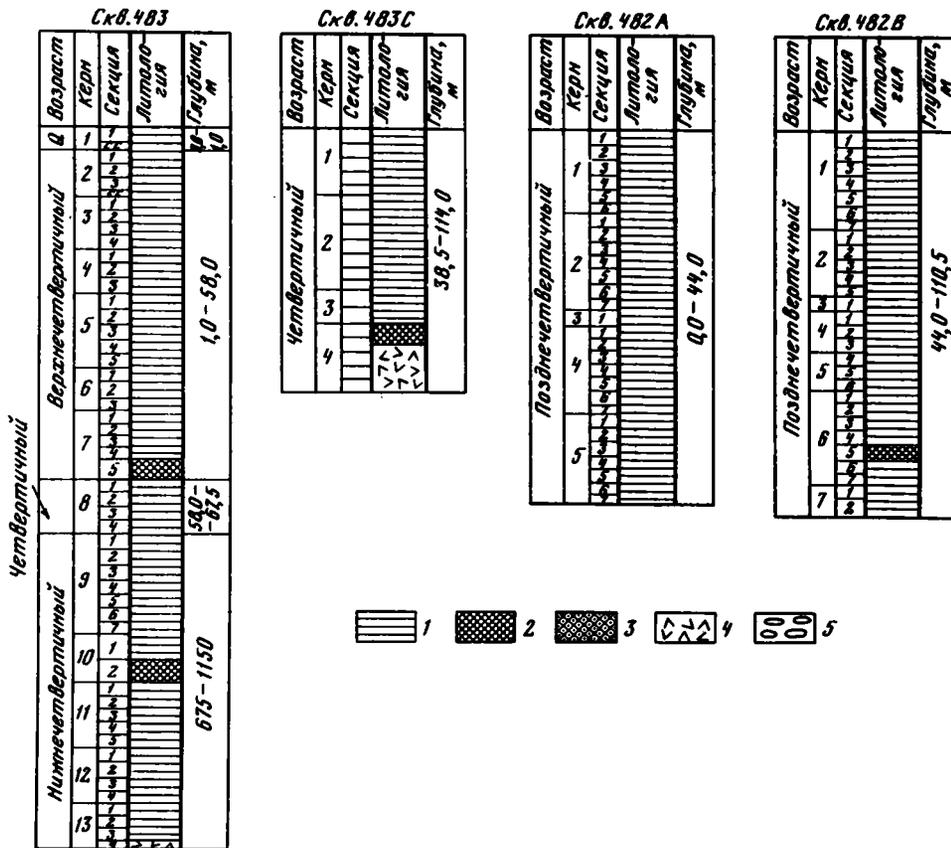


Рис. 48. Схема распространения ассоциации глинистых минералов в разрезах скважин

1 — детритная полиминеральная ассоциация с монтмориллонитом, иллитом и хлоритом; 2 — смешаннослойная монтмориллонит-иллитовая (М-и) ассоциация (с содержанием ненабухающих иллитовых пакетов до 40%), формирующаяся за счет перетложения глауконитосодержащих песчано-глинистых отложений; 3 — аутигенная высокодисперсная, сильнонабухающая смешаннослойная (М-и) ассоциация с малым количеством иллитовых пакетов (до 15–20%); 4 — базальты; 5 — пиллоу-лавы

ков четко выделяются прослой так называемых отдаленных турбидитов, имеющих смешаннослойный монтмориллонит-иллитовый (М-и) глауконитовый состав глинистой фракции.

Тонкозернистые турбидиты имеют линзообразное залегание и представлены мелкозернистыми песчанистыми алевролитами или алевролитовыми песками с обилием детритных минералов и перетложенных фораминифер [Initial reports..., 1983]. Мелкозернистые турбидиты, содержащие обломочные зерна перетложенного глауконита, являются результатом перемыва осадков, ранее отложенных на шельфе и континентальном склоне в районе современной Мексики.

Под микроскопом в них обнаруживаются зерна перетложенного глауконита, который имеет смешаннослойное монтмориллонит-иллитовое строение (с катионами железа в октаэдрическом слое и с калием в межслоевом пространстве). Так, в обр. 482В-6-5-27-29 из толщи алевритовых глин содержание иллитовых пакетов в смешаннослойном (М-и) железистом минерале достигает 40%, а набухающих монтмориллонитовых — 60%. Переслаивание структурных пакетов неупорядоченное. На заполнение октаэдрических позиций по железистому типу указывает рефлекс второго порядка с $d_{020} = 4,53 \text{ \AA}$. Рефлекс от воздушно-сухого образца этого минерала имеет $d = 15,2 \text{ \AA}$, а после насыщения образца глицерином приобретает значение $d = 17,0 \text{ \AA}$.

Скв. 482D

Возраст	Керн	Секция	Литологическая	Глубина, м
Позднечетвертичный	1	1		71,5 - 138,0
	2	2		
	3	3		
	4	4		
	5	5		
	6	6		
	7	7		

Скв. 485

Возраст	Керн	Секция	Литологическая	Глубина, м
Верхнечетвертичный	1	1		90 - 50,5
	2	2		
	3	3		
	4	4		
	5	5		
	6	6		

Скв. 485А

Возраст	Керн	Секция	Литологическая	Глубина, м	
Верхнечетвертичный	1	1		50,5 - 60,0	
	2	2			
	3	3			
	4	4			
	5	5			
	6	6			
	7	7			
	8	8			
	9	9			
	10	10			
	11	11			
Четвертичный	12-17			170 - 145,5	
	18	1			
	19	1			
	20	1			
	21	1			
	22	2			
	23	2			
	24-25				145,5 - 139,0
	26	1			
	27	1			
	Четвертичный	28	2		
29-32					
33		1			
34		1			
Четвертичный	35	1		117,0 - 145,5	
	36	2			
	37	1			
	38	1			

Скв. 484А

Возраст	Керн	Секция	Литологическая	Глубина, м
Позднечетвертичный	1	1		90 - 55,0
	2	2		
	3	3		
	4	4		
	5	5		
	6	6		

Смешаннослойный железисто-глауконитовый тип глинистой фракции в прослоях отдаленных турбидитов обнаружен в скв. 485 (обр. 3-3-36-40), 482D (обр. 5-2-10-14), 483 (обр. 10-2-73-77) и 485А (обр. 11-2-60-75 и 11-3-72-76).

* * *

Итак, можно отметить следующее.

1. Четвертичные надбазальтовые океанические отложения (макрофация I) устьевой части Калифорнийского залива состоят из темно-серых терригенных, преимущественно алеврито-глинистых и глинистых осадков, содержащих редкие линзовидные мало-мошные песчано-алевритовые (всегда глинистые) прослои. Сугубо полимиктовый кластогенный материал и полиминеральный состав глинистого компонента осадков характерны для всей плейстоцен-голоценовой толщи этого района. Источник сноса осадочного материала был несомненно терригенный. Присутствие среди обломочных

частиц переотложенных зерен глауконита, глинистых пород, обломков раковин морской фауны указывает на то, что в состав размывавшихся пород входил осадочный комплекс и в область седиментации поступал неоднократно перемытый материал. Единообразие обломочного материала, детритного глинистого вещества и текстурно-структурных особенностей рассматриваемых осадков говорят о том, что в течение всего четвертичного периода здесь не менялся характер источников сноса терригенного материала, а гидродинамический режим области осадконакопления отличался постоянством. Это была относительно глубоководная зона океана (глубины около 3000 м) с постоянно действующими наддонными течениями, которые свободно растекались по плоскому дну. Присутствие несортированных алеврито-песчаных линз среди глинистых осадков все исследователи объясняют эпизодическими внедрениями (в область преимущественно алеврито-глинистого осадконакопления) турбидитных потоков, хотя и слабой силы. Турбидитные потоки шли с востока или юго-востока, поэтому в разрезах скв. 482 и 485 турбидиты встречаются чаще и их мощности достигают 3 м.

2. Обилие в осадках гумусового органического вещества в виде гелинито-коллинита и обломков витринита различных размеров свидетельствует о близости (к бассейну седиментации) суши с густым растительным покровом. В то же время уменьшение содержания гумусового материала в разрезах в направлении к современным осадкам в сочетании с увеличением сапропелевого материала в составе органического вещества является доказательством углубления бассейна седиментации во времени и удаления его от линии побережья.

3. Учитывая присутствие в осадках остатков таких тепловодных водорослей, как кокколитофориды, можно думать, что поверхностные воды океана были очень теплыми. Плохая сохранность биогенного карбоната (раковин фораминифер, наннопланктона) легко объяснима обилием в них активного органического вещества, которое в процессе диагенеза при своем частичном окислении выделяло CO_2 и тем самым обеспечивало условия высокой растворимости кальцита.

4. Аутигенный гипс в описываемых осадках несомненно был обязан своим появлением деятельностью гидротерм. Возможно даже, что эта деятельность могла заключаться только в систематическом подогреве свежих осадков, из которых при этом происходило как бы выпаривание иловых вод и выпадение растворимых солей. Надо полагать, что участки расположения скв. 482 и 485 находились ближе к гидротермальным полям, чем участки, где пробурены скв. 483 и 484. Поэтому общая заглипсованность осадков в первом случае выше, чем во втором. Усиленная пиритизация осадков вблизи контакта с базальтом (наличие явно двух генераций сульфида), вероятно, было связано тоже с гидротермальными процессами, но уже с привнесом вещества.

5. Во время накопления надбазальтовой осадочной толщи в бассейн седиментации периодически вносился в небольшом количестве пепловый материал (главным образом осколки кислых стекол, пластинки биотита). Он, возможно, отражал вспышки взрывных проявлений, но в весьма далеких областях континента; скорее всего, этот наземный вулканизм был андезито-дацитового типа.

6. Глинистое вещество поступало в океаническую область аккумуляции главным образом в виде взвеси и при осаждении обуславливало полиминеральный состав пелитоморфной части осадков и тонкую горизонтальную слоистость. Последняя, кстати, в большинстве случаев сильно нарушалась процессами биотурбаций. Кроме того, какая-то часть глинистого вещества (вероятно, монтмориллонитового состава) вносились сюда в коллоидном состоянии (вместе с гумусовым веществом) и при коагуляции из иловых вод давала аутигенные тонкодисперсные смешанные слоистые монтмориллонит-иллитовые сгустки или стяжения с содержанием смектитовых слоев до 80%.

ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ КАЛИФОРНИЙСКОГО ЗАЛИВА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НИХ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В последние годы петрологическими исследованиями вулканических пород дна океана было установлено, что существует геохимическая специализация базальтоидов, развитых в различных структурных зонах океана. Более того, стало ясно, что существуют вариации в химизме вулкаников, развитых в пределах каждой структурной зоны. Это положение справедливо и для срединно-океанических хребтов, в которых распростра-

нены главным образом слабо дифференцированные абиссальные океанические толеиты, сформированные за счет подводных трещинных излияний. Как правило, среди них преобладают афировые, в различной степени раскристаллизованные пиллоу-лавы. Реже встречаются слабопорфировые оливиновые или оливин-плагиоклазовые разновидности. Кроме того, в строении срединно-океанических хребтов участвуют хорошо раскристаллизованные массивные базальты, характеризующиеся как афировым, так и порфировым сложением [Hall, Robinson, 1979].

Все перечисленные породы отличаются низкими содержаниями щелочных элементов, как правило, средними концентрациями Ti и относительно высоким содержанием Mg. Для них характерна большая величина отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, обычно достигающая 20, а иногда даже 50. Несмотря на то что породы, слагающие срединно-океанические хребты, относятся к единому петрохимическому типу (абиссальные океанические толеиты), можно отметить, что в каждом срединном хребте существует пространственная, слабо проявленная геохимическая специализация базальтов, которая заключается в вариациях содержаний Mg, Fe, Ti и щелочных элементов. По-видимому, это является следствием латеральной неоднородности верхней мантии и (или) различной степени селективного плавления.

Судя по петромагнитным характеристикам базальтов, уровни возникновения магматических очагов под срединно-океаническими хребтами, характеризующимися одинаковым глубинным строением, близки между собой. Однако в этой структурной зоне океана существуют участки с аномально утолщенной океанической корой. Например, в Срединно-Атлантическом хребте это Азорские острова и Исландия, а в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия — о-в Пасхи. Вулканические породы, слагающие такие участки, сформированы не только за счет трещинных излияний, но и за счет извержений центрального типа. Они отличаются от типичных абиссальных океанических толеитов большей степенью дифференцированности (вплоть до дацитов) и иногда высокими концентрациями Fe, Ti и щелочных элементов. Предполагается, что очаги магмообразования под такими участками хребтов расположены глубже, чем под другими, характеризующимися стандартным глубинным строением [Золотарев, 1979].

Сопоставление химизма вулканитов Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия показало, что в целом для этих двух провинций существуют некоторые петрохимические различия, которые заключаются в том, что базальты Тихого океана по сравнению с базальтами Атлантического характеризуются несколько большей железистостью и магниальностью. Однако и в той, и в другой провинциях существуют довольно значительные вариации в распределении этих элементов. В тех случаях, когда резко возрастает железистость пород, в них уменьшается содержание Mg и увеличивается концентрация Ti. Эта геохимическая специфика является, по-видимому, следствием различной степени дифференцированности верхней мантии, развитой под Атлантическим и Тихим океанами. Мантийный субстрат Тихоокеанской провинции (на уровнях генерации первичных расплавов) более дифференцирован и вследствие этого более обогащен сидерофильными элементами по сравнению с субстратом атлантической провинции, для которого характерны несколько более высокие концентрации литофильных элементов.

Из концепции спрединга океанического дна следует, что срединно-океанические хребты являются теми участками океана, где формируется вся океаническая кора. В связи с этим первоочередной петрологической задачей является исследование различных участков срединно-океанических хребтов с целью накопления знаний об их строении и магматической эволюции пород, слагающих эти участки. Ниже дается детальная петрохимическая характеристика базальтов, слагающих верхнюю часть второго слоя молодой океанической коры на северном окончании Восточно-Тихоокеанского поднятия, лежащего в пределах Калифорнийского залива, и рассматривается распределение в них редкоземельных элементов. Материалом исследования послужили образцы базальтов из скв. 482A, 482B, 482C, 482D, 483, 483B, 483C и 485. При отборе образцов предпочтение отдавалось разностям пород, наименее измененным вторичными процессами.

При изучении изверженных пород использовался ряд методов. Кроме петрографического изучения пород в шлифах и привлечения бортовых данных о разрезе фундамента, были сделаны химические анализы стандартным методом мокрой химии с определением содержаний главных породообразующих элементов. Все химические анализы образцов были выполнены аналитиками Г.Ф. Галковской, Н.Л. Калашниковой, Г.И. Карасевой, В.Ф. Рычковой в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР в соответствии с методикой, принятой для этой лаборатории и ранее описанной [Zolotarev et al., 1979].

Определение содержаний редкоземельных элементов проводилось с помощью инструментального нейтронно-активационного метода анализа (ИНАА) с 20-часовым облучением проб навеской 20 мг в ядерном реакторе потоком тепловых нейтронов. Наведенная активность измерялась с помощью спектрометра на основе Ge (Li)-полупроводниковых детекторов через 7–10 (La, Sm, Yb, Lu) и 20 (Ce, Eu, Tb) дней после облучения. Подробное описание конкретных методических приемов подготовки проб, облучения, измерения и обработки результатов измерений было приведено ранее [Зайцев и др., 1978]. В качестве стандарта использовался базальт BR Национального геохимического центра Франции. Воспроизводимость полученных результатов характеризуется следующими стандартными отклонениями: La – 0,23; Ge – 0,87; Sm – 0,26; Eu – 0,13; Tb – 0,11; Yb – 0,45; Lu – 0,09. Контроль правильности результатов ИНАА осуществлялся путем анализа ряда отечественных стандартов и стандартов Национального геохимического центра Франции (СТ-1, СТD-1A, DRN и CA). Сопоставление полученных результатов с рекомендованными значениями показало отсутствие значимого систематического расхождения для доверительной вероятности, равной 0,95.

Вариативность химического состава базальтов, поднятых из разных скважин, изучалась с использованием двухкомпонентных диаграмм: FeO–MgO, Al₂O₃–MgO, Al₂O₃–TiO₂, Al₂O₃–CaO, MgO–CaO, K₂O–TiO₂, а также с помощью диаграмм, построенных на основе различных петрохимических коэффициентов.

Особенности распределения редкоземельных элементов изучались с помощью вариационных диаграмм с использованием величин нормированных отношений концентраций тех или иных редкоземельных элементов в исследуемом базальте к средним концентрациям этих же элементов в силикатной фазе хондрита.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Из четырех участков, выбранных для бурения в южной части Калифорнийского залива, один расположен на западном склоне Восточно-Тихоокеанского поднятия (станция 483), два – на восточном склоне (станции 482 и 485), четвертый (станция 484) – в районе Северного трога, где была сделана попытка разбурить "магнитный диапир", установленный здесь ранее. Всего было пробурено 15 скважин, и только девять из них на различную глубину проникли в базальтовое основание. Наиболее глубоко базальты пробурены в скв. 483В, 482 и 485А.

Практически во всех скважинах вскрыты потоки массивных, в различной степени раскристаллизованных базальтов, чередующихся с потоками пиллоу-базальтов. Однако в скважинах станции 483 пиллоу-базальты в объемном отношении несколько преобладают над массивными базальтами, в то время как в скважинах станций 482 и 485 в значительной степени преобладают массивные базальты. Среди обоих типов базальтов встречаются афировые и порфировые их разновидности. В объемном отношении несколько преобладают афировые базальты. По петрографическому составу и микроструктурам базальты, поднятые на станциях 482, 483 и 485, достаточно близки между собой. Пиллоу-базальты, как правило, содержат небольшое количество микрофенокристов плагиоклаза и оливина, иногда образующих гломеропорфирные скопления. Количество микрофенокристов плагиоклаза – 1–3%, оливина – до 1%. Их размеры 0,02–0,7 мм, в редких случаях более 1 мм. Иногда оливин замещают вторичные минералы (смектит–селадонит, редко карбонат). Содержание рудного минерала 2–5%. Чаще всего он присутствует в виде рудной пыли или мелких ксеноморфных выделений. Основная масса породы представлена лейстами плагиоклаза и клинопироксеном, интерстиции между которыми заполнены вулканическим стеклом. Пористость породы 156

Таблица 31
Химический состав вулканических пород (вес. %)

Компонент	482B							
	11	12	13	14			15	
	1	1	1	1		2	3	1
	75-85	107-113	54-61	12-20	101-106	94-101	109-119	94-100
SiO ₂	49,58	50,03	49,31	49,54	49,98	49,94	49,42	49,44
TiO ₂	1,87	1,78	1,96	1,96	1,96	1,53	1,53	1,48
Al ₂ O ₃	14,64	14,82	14,51	14,51	15,53	15,78	14,96	15,03
Fe ₂ O ₃	2,02	2,84	2,16	2,36	2,31	2,43	2,04	1,90
FeO	8,35	7,41	8,52	8,33	7,76	7,36	8,10	8,12
MnO	0,19	0,17	0,21	0,18	0,18	0,17	0,19	0,19
MgO	7,50	7,66	7,57	7,49	7,58	7,60	7,71	7,92
CaO	12,12	11,72	12,33	11,75	11,98	11,64	12,16	11,98
Na ₂ O	2,57	2,70	2,57	2,43	2,43	2,43	2,30	2,30
K ₂ O	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17
H ₂ O ⁺	0,64	0,59	0,56	0,39	1,03	1,06	0,82	0,74
H ₂ O ⁻	0,24	0,54	0,24	0,47	0,66	0,88	0,54	0,55
P ₂ O ₅	0,05	0,10	0,09	0,10	0,07	0,05	0,07	0,04
CO ₂	0,20	-	-	0,25	0,15	-	-	-
C	-	-	-	-	0,15	-	-	-
Сумма	100,14	100,53	100,10	99,93	100,51	100,04	99,96	99,96

Примечание. Здесь, а также в табл. 32 в головке (сверху вниз) указаны: номера скважины, керна, секции, интервал отбора керна (см).

Таблица 31 (продолжение)

Компонент	482B					482C		
	21	22		24		10	11	
	3	1	3	1	3	1	3	4
	110-117	97-105	85-93	106-115	30-33	107-115	96-105	83-91
SiO ₂	48,75	48,87	48,83	48,78	49,12	48,91	49,24	49,31
TiO ₂	1,57	1,57	1,53	1,87	1,91	1,87	1,87	1,87
Al ₂ O ₃	15,33	15,38	14,97	14,07	14,22	13,96	14,38	14,00
Fe ₂ O ₃	3,81	3,23	3,55	4,29	3,50	3,73	3,29	3,42
FeO	6,92	7,22	7,08	7,35	7,95	7,55	7,77	8,05
MnO	0,18	0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,17	0,17
MgO	7,39	7,31	7,82	7,83	7,56	7,92	8,08	7,83
CaO	12,32	12,56	12,44	11,62	11,83	11,86	11,96	11,61
Na ₂ O	2,61	2,70	2,50	2,82	2,70	2,61	2,51	2,51
K ₂ O	0,10	0,05	0,05	0,10	0,10	0,15	0,15	0,10
H ₂ O ⁺	0,31	0,20	0,55	0,32	0,33	0,41	0,37	0,55
H ₂ O ⁻	0,82	0,74	0,79	0,88	0,72	0,98	0,58	0,64
P ₂ O ₅	0,03	Следы	0,01	Следы	-	0,01	0,02	0,01
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,11	100,02	100,30	100,10	100,12	100,14	100,39	100,07

482B

15		16		18		20		21
2	3	1	5	1	2	1	3	2
120-129	20-30	41-50	39-49	49-57	44-51	120-127	43-52	9-18
50,17	50,10	50,16	50,40	50,02	50,20	49,76	48,77	49,16
1,38	1,38	1,37	1,37	1,37	1,37	1,57	1,49	1,44
15,03	15,14	14,74	15,06	14,61	14,72	15,13	15,00	14,31
1,77	2,07	2,34	2,07	2,19	2,38	2,41	3,82	3,46
7,93	7,66	7,83	7,31	8,10	7,78	7,33	6,84	7,47
0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18
7,93	7,93	8,06	7,80	7,96	8,04	7,47	7,65	8,08
12,22	12,10	12,15	12,03	12,14	12,14	12,18	12,44	12,44
2,30	2,30	2,16	2,30	2,43	2,30	2,43	2,61	2,41
0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,05	0,10
0,70	0,52	0,55	0,48	0,42	0,46	0,76	0,46	0,36
0,34	0,30	0,30	0,32	0,38	0,40	0,34	0,77	0,58
0,05	0,08	0,05	0,03	0,09	0,07	0,08	0,01	0,01
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
100,16	99,92	100,05	99,51	100,05	100,22	99,8	100,08	100,02

482C					482D			
12	13	14	15		8	9		10
1	2	4	1	4	1	1	2	1
58-68	80-90	42-53	1-10	48-58	115-124	59-68	130-138	133-139
49,90	49,41	49,48	49,46	49,97	47,66	48,76	48,51	48,46
1,36	1,40	1,36	1,36	1,36	1,87	1,86	1,78	1,86
14,60	14,31	14,24	14,40	14,32	11,56	12,85	12,73	12,38
2,83	3,36	2,98	3,29	2,42	7,00	4,87	4,61	5,22
7,74	7,53	7,89	7,62	7,80	7,18	7,80	7,68	7,59
0,17	0,17	0,17	0,18	0,17	0,17	0,17	0,20	0,17
8,17	8,40	8,16	8,26	7,91	7,49	7,81	7,54	8,15
12,33	12,05	12,54	12,22	12,69	12,49	11,89	12,34	12,01
2,32	2,41	2,32	2,32	2,32	2,43	2,57	2,57	2,57
0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,13	0,17	0,13	0,13
0,30	0,41	0,54	0,43	0,31	0,28	0,55	0,74	0,61
0,54	0,58	0,50	0,56	0,58	1,35	1,09	1,07	1,06
Следы	0,01	0,02	0,01	Следы	0,14	0,01	0,01	0,05
-	-	-	-	-	-	-	0,35	-
-	-	0,12	-	-	-	-	-	-
100,36	100,14	100,42	100,21	99,95	99,75	100,40	100,26	100,26

Таблица 31 (продолжение)

Компонент	482D				482F	483		
	11	12		13	5	14	15	16
	1	1	3	1	1	1	1	1
	110-118	80-87	104-108	59-70	100-108	13-21	121-130	17-83
SiO ₂	48,33	48,50	49,50	49,19	48,79	49,25	49,05	49,03
TiO ₂	1,44	1,62	1,44	1,53	2,04	1,33	1,44	1,43
Al ₂ O ₃	13,48	13,82	13,86	13,59	13,02	13,22	13,56	12,49
Fe ₂ O ₃	4,24	3,95	3,69	4,30	4,71	5,15	4,30	4,53
FeO	8,00	7,74	7,92	7,12	7,35	7,00	6,91	8,01
MnO	0,15	0,14	0,15	0,14	0,14	0,15	0,14	0,15
MgO	8,73	8,36	7,99	8,27	7,78	7,60	8,14	9,11
CaO	12,10	11,83	12,35	11,81	11,60	12,71	12,79	11,83
Na ₂ O	2,41	2,57	2,43	2,57	2,85	2,57	2,70	2,57
K ₂ O	0,10	0,13	0,13	0,13	0,17	0,17	0,13	0,13
H ₂ O ⁺	0,43	0,72	0,07	0,51	0,51	0,37	0,36	0,38
H ₂ O ⁻	0,90	0,95	0,82	1,20	0,86	0,82	0,79	0,68
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,08	0,01	0,15	0,02	0,01	0,01
CO ₂	-	-	-	-	0,20	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,34	100,34	100,43	100,37	100,17	100,36	100,32	100,35

Таблица 31 (продолжение)

Компонент	483B							
	7	8	12	13	17	19	22	25
	2	3	1	3	1	2	2	1
	8-19	26-35	40-46	64-74	138-146	21-30	13-23	103-114
SiO ₂	48,97	46,63	48,45	48,23	48,28	47,65	48,64	48,72
TiO ₂	1,65	1,03	1,87	2,09	2,32	2,39	1,97	2,04
Al ₂ O ₃	14,61	15,76	15,49	13,2	3,64	13,66	14,56	14,45
Fe ₂ O ₃	3,15	4,34	2,87	7,37	64	6,26	3,50	3,19
FeO	7,54	6,35	7,99	7,06	8,96	7,89	8,64	8,42
MnO	0,17	0,17	0,20	0,19	0,20	0,18	0,18	0,18
MgO	7,74	10,26	7,43	7,42	7,13	7,05	7,68	7,84
CaO	12,19	11,59	11,71	11,06	11,04	10,96	11,71	11,19
Na ₂ O	2,61	2,13	2,51	2,70	2,70	2,94	2,70	2,59
K ₂ O	0,15	0,10	0,18	0,20	0,20	0,15	0,15	0,18
H ₂ O ⁺	0,42	1,50	0,30	0,38	0,72	0,36	0,27	0,36
H ₂ O ⁻	0,58	0,59	0,54	0,66	0,55	0,59	0,57	0,80
P ₂ O ₅	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,68	100,45	99,54	100,52	100,38	100,08	100,57	99,96

483										483B
17	20	21	22	23	25	26				4
2	1	2	4	2	1	2	3			5
120-128	118-127	43-51	117-127	92-103	48-58	140-149	98-108			13-23
47,87	48,63	48,69	48,16	48,23	47,92	48,11	48,70	48,57		
1,10	1,94	2,12	1,93	1,99	2,56	2,36	2,51	1,34		
15,42	13,22	13,06	14,19	15,49	13,75	13,54	13,06	14,93		
3,17	4,49	4,52	4,40	5,18	4,72	5,34	5,64	2,76		
6,75	8,93	9,11	7,58	6,22	8,65	8,55	8,77	7,44		
0,13	0,17	0,17	0,18	0,17	0,19	0,19	0,19	0,16		
9,98	7,70	7,48	7,33	7,44	6,96	6,87	7,03	8,73		
12,34	10,50	11,55	12,02	10,96	11,29	11,01	10,84	12,21		
2,30	2,70	2,70	2,57	2,85	2,85	2,85	2,61	2,41		
0,09	0,13	0,13	0,13	0,13	0,17	0,13	0,15	0,10		
0,65	0,29	0,13	0,59	0,54	0,32	0,53	0,37	0,57		
0,57	0,63	0,59	0,74	1,08	0,54	0,77	0,68	0,50		
0,01	0,12	0,02	Creash	Creash	Creash	Creash	Creash	Creash		
-	-	-	-	0,15	-	-	-	-		
100,38	99,45	100,27	99,82	100,43	99,92	100,25	100,55	99,72		

483B				483C				485A			
27		30		32		11		11		12	
2	3	1	1	3	3	3	1	3	1		
10-21	15-23	70-78	110-119	33-40	3-14	13-26	140-148	21-23			
48,66	49,02	49,13	48,93	48,52	49,62	46,78	48,78	49,36			
2,14	1,87	1,79	1,70	1,61	1,45	2,21	1,95	2,08			
13,72	14,07	14,38	15,08	14,69	14,00	14,13	12,85	13,53			
4,64	3,56	3,77	4,69	4,96	3,41	5,68	4,23	3,55			
8,48	8,48	7,66	5,90	5,76	7,84	6,88	9,68	9,08			
0,18	0,18	0,21	0,19	0,18	0,17	0,11	0,22	0,18			
7,53	7,06	7,90	7,47	7,65	7,66	7,42	6,85	6,84			
11,02	11,87	11,97	11,96	12,09	12,46	9,71	12,20	11,67			
2,82	2,82	2,70	2,82	2,70	2,60	2,94	2,49	2,70			
0,15	0,15	0,15	0,31	0,20	0,10	0,12	0,15	0,12			
0,56	0,72	0,39	0,52	0,67	0,18	1,55	0,35	0,33			
0,61	0,72	0,60	0,92	1,16	0,52	1,80	0,44	0,57			
Creash	0,02	0,03	Creash	0,04	0,04	0,03	0,01	0,05			
-	-	-	-	0,35	-	0,65	0,35	-			
100,51	100,54	100,68	100,49	100,58	100,01	100,01	100,55	100,06			

Таблица 31 (окончание)

Компонент	485А								
	13	14	18	23			24	25	29
	1	1	1	1	2	3	2	1	3
	35—42	43—56	9—20	66—76	38—50	60—72	77—87	63—74	118—130
SiO ₂	48,87	49,04	48,64	46,67	48,43	49,12	48,59	48,73	48,92
TiO ₂	1,91	1,95	2,16	2,38	2,17	2,16	1,95	2,08	2,12
Al ₂ O ₃	13,85	13,70	13,87	12,31	13,69	14,11	14,55	13,81	12,30
Fe ₂ O ₃	2,87	3,55	3,62	5,26	4,60	4,06	3,58	4,48	4,16
FeO	9,23	9,06	8,98	9,25	8,29	8,30	8,72	8,65	8,86
MnO	0,22	0,20	0,17	0,15	0,20	0,18	0,17	0,20	0,17
MgO	6,94	7,12	7,03	7,44	7,30	6,83	7,46	6,92	7,75
CaO	12,56	11,71	11,69	11,03	11,37	11,65	11,22	11,68	11,57
Na ₂ O	2,51	2,61	2,61	2,70	2,61	2,61	2,61	2,60	2,70
K ₂ O	0,12	0,12	0,12	0,20	0,12	0,12	0,24	0,15	0,15
H ₂ O ⁺	0,41	0,29	0,60	1,28	0,71	0,55	0,81	0,68	0,68
H ₂ O ⁻	0,34	0,55	0,59	0,94	0,52	0,50	0,52	0,62	0,73
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,05	0,01	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01
CO ₂	—	0,60	0,30	0,15	—	—	0,20	—	—
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,88	100,50	100,43	99,77	100,05	100,23	100,66	100,64	100,12

не превышает 1 мм. Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза (30—50%), клинопироксеном (30—40%), рудным минералом (3—7%) и иногда вулканическим стеклом, выполняющим интерстиции между плагиоклазом и клинопироксеном.

Из вторичных минералов развиты смектит и карбонат, которые, как правило, частично замещают вулканическое интерстициальное стекло. Микроструктура массивных базальтов интергранулярная, интерсерральная, субофитовая или офитовая, а иногда гломеропорфировая.

В скв. 482В и 485А среди базальтов выделено восемь самостоятельных литолого-фациальных единиц (серий), а в скв. 483В — девять. Химический состав базальтов, слагающих выделенные серии, варьирует в незначительных пределах. Однако строгой закономерности в изменении химизма базальтов по вертикальным разрезам не наблюдается, за исключением четвертой серии, которая в скв. 482 и 485 представлена массивными плагиоклазами или плагиоклаз-оливиновыми слабoporфировыми базальтами, а в скв. 483 — массивными афировыми базальтами. Базальты четвертой серии характеризуются несколько меньшими, по сравнению с базальтами других серий, содержаниями SiO₂, Ti и Fe²⁺, а также повышенными содержаниями Al₂O₃, Mg и высокотемпературной воды. Особенно отчетливо эти особенности химизма проявлены в массивных афировых базальтах скв. 482. Кроме того, можно отметить, что существует слабый тренд увеличения концентраций SiO₂ и Ca и некоторое уменьшение содержания Ti в базальтах вверх по разрезу скважины (рис. 49).

Однако установленные вариации в химическом составе базальтов, слагающих различные серии потоков, лежат в пределах, характерных для вулканической серии океанических абиссальных толеитов.

На основании результатов полных силикатных анализов магматических пород (табл. 31) построены двухкомпонентные диаграммы для главных породообразующих элементов и некоторых петрохимических коэффициентов. Из трехкомпонентной AFM-диаграммы Кунно видно, что все проанализированные базальты относятся к толеитовому типу со слабо проявленным феннеровским трендом дифференциации (с накоплением Fe) (рис. 50). Количественные соотношения некоторых породообразующих элементов (FeO—MgO, Al₂O₃—TiO₂, Al₂O₃—MgO, Al₂O₃—CaO, MgO—CaO, K₂O—TiO₂) также показывают, что рассматриваемые базальты по своему химизму относятся к 162

30		31	33	34	35		38	39	
1	2	1	2	2	1	5	2	3	4
121-134	116-129	98-119	7-19	78-89	21-31	48-62	104-119	47-57	105-115
48,51	49,52	48,18	48,13	48,73	48,81	48,59	48,16	48,31	48,38
2,71	2,04	1,95	2,29	1,94	1,96	1,95	2,12	2,26	1,93
11,12	13,60	13,81	13,44	12,89	13,83	13,49	14,26	14,29	13,84
6,06	3,19	3,64	4,00	4,04	3,09	3,18	3,04	3,33	3,26
9,74	7,39	8,87	9,43	8,55	8,65	8,83	8,83	8,84	8,91
0,17	0,14	0,16	0,17	0,14	0,14	0,14	0,16	0,14	0,14
7,23	8,29	8,33	7,99	8,21	7,86	7,75	7,84	6,83	8,07
10,39	12,64	11,21	10,40	11,60	11,81	12,24	11,11	10,94	11,52
2,70	2,49	2,49	2,51	2,41	2,49	2,49	2,49	2,70	2,60
0,15	0,15	0,20	0,24	0,12	0,10	0,10	0,15	0,10	1,10
0,50	0,40	0,60	0,73	0,65	0,72	0,62	1,75	0,72	0,73
0,95	0,34	0,79	0,86	0,87	0,66	0,71	0,90	0,17	0,90
0,14	0,04	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
100,37	100,23	100,25	100,20	100,18	100,13	100,24	100,23	99,64	100,39

широко распространенному в океане типу абиссальных толеитов. При этом пары $\text{FeO}-\text{MgO}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ обнаруживают слабо проявленную обратную корреляционную зависимость (рис. 51, 52), в то время как $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}$, $\text{MgO}-\text{CaO}$ и $\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2$ не обнаруживают практически никакой корреляционной зависимости между членами пар (рис. 53-56). Однако на всех этих диаграммах вскрывается одна закономерность. Химический состав базальтов станции 482 несколько отличается от химического состава базальтов станций 483 и 485.

Составы базальтов последних станций в среднем близки между собой.

В чем же заключаются отмеченные выше различия? В целом базальты станции 482 содержат большие количества MgO , Al_2O_3 , CaO и несколько меньшие концентрации FeO и TiO_2 по сравнению с базальтами станций 483 и 485. На диаграмме Миясиро практически все проанализированные базальты, за исключением нескольких образцов, лежат в поле абиссальных океанических толеитов ниже граничной линии, отделяющей свежие породы от пород, измененных вторичными процессами (рис. 57). Таким образом, отмеченная выше разница в химическом составе базальтов является разницей состава первичных выплавов и никоим образом не может быть объяснена эпимагматическими изменениями пород. Тем более что для химического анализа отбирались максимально свежие образцы пород.

На диаграмме Готтини вскрыта слабая обратная логарифмическая корреляционная зависимость между параметром $t = (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O})/\text{TiO}_2$ и TiO_2 , характерная также для абиссальных океанических толеитов. Однако интервал расположения фигуративных точек по параметру в рассматриваемом случае значительно уже, чем это свойственно абиссальным толеитам Атлантического океана (рис. 58). Это обстоятельство свидетельствует о значительно меньшей степени дифференцированности базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия по сравнению с базальтами Срединно-Атлантического хребта и о более низкой их глиноземистости.

На $a-s$ -диаграмме Дмитриева составы исследуемых базальтов также лежат в поле абиссальных океанических толеитов, занимая его небольшую левую часть. Характер расположения фигуративных точек состава базальтов свидетельствует об их обогащенности мафическими компонентами (и в первую очередь Fe , Ti и Mg) по сравнению с базальтами Атлантического океана (рис. 59). В обоих сравниваемых провинциях существ-

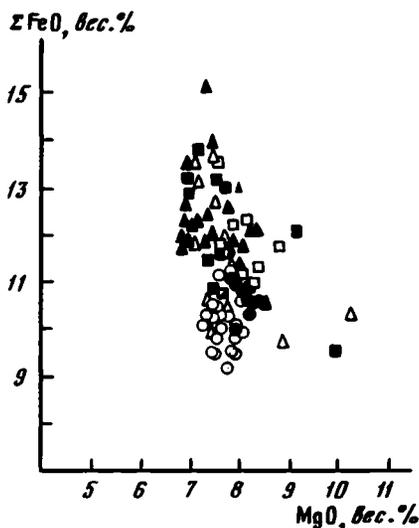


Рис. 51. Двухкомпонентная вариационная диаграмма FeO—MgO
Условные обозначения см. на рис. 50

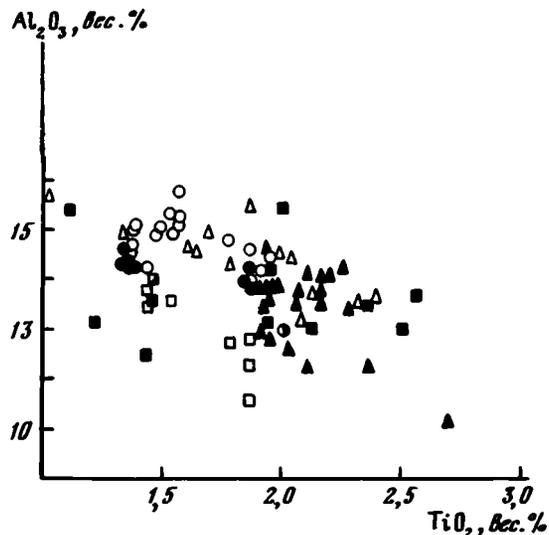


Рис. 52. Двухкомпонентная вариационная диаграмма Al₂O₃—TiO₂
Условные обозначения см. на рис. 50

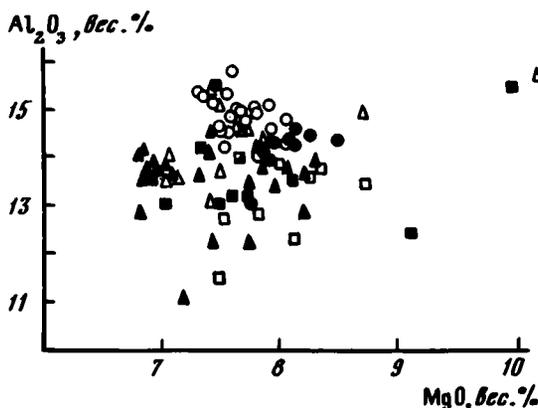


Рис. 53. Двухкомпонентная вариационная диаграмма Al₂O₃—MgO
Условные обозначения см. на рис. 50

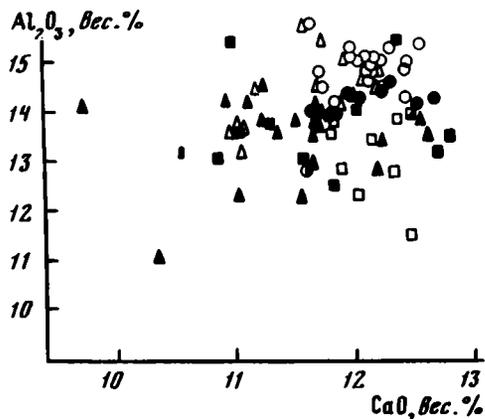


Рис. 54. Двухкомпонентная вариационная диаграмма Al₂O₃—CaO
Условные обозначения см. на рис. 50

вуют вариации в распределении этих элементов. В тех случаях, когда резко возрастает железистость пород, в них уменьшается содержание Mg и увеличивается концентрация Ti. Эта геохимическая специфика является следствием различия степени дифференцированности верхней мантии под Атлантическим и Тихим океанами. Вещество мантии Тихоокеанской провинции на уровне генерации первичных расплавов более дифференцировано и соответственно более обогащено перечисленными выше сидерофильными элементами по сравнению с мантийным субстратом Атлантической провинции, для которой характерны несколько более высокие содержания литофильных элементов. На *a-s*-диаграмме составы базальтов станции 482 занимают в среднем более удаленную от

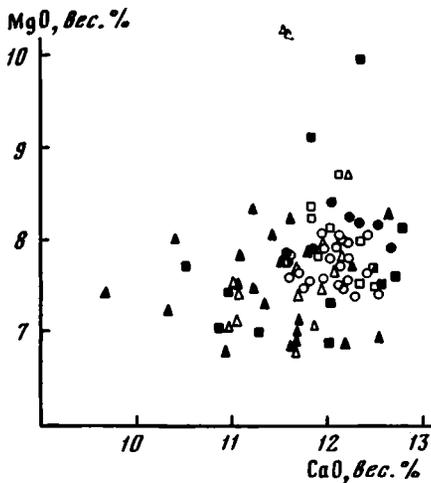


Рис. 55. Двухкомпонентная вариационная диаграмма MgO—CaO
Условные обозначения см. на рис. 50

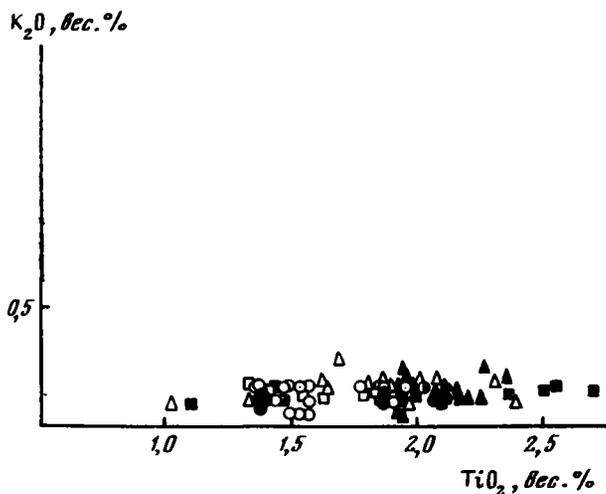


Рис. 56. Двухкомпонентная вариационная диаграмма K₂O—TiO₂
Условные обозначения см. на рис. 50

начала координат позицию по сравнению с базальтами станций 483 и 485. Это свидетельствует об их некотором обогащении литофильными компонентами. Судя по этой диаграмме, составы всех рассматриваемых базальтов образуют комплементарный ряд с составами океанических перцолитов (см. рис. 59, поля I, II и III). Отсюда можно сделать вывод, что первичные базальтовые расплавы возникли за счет селективного плавления океанических перцолитов. Разница в составе базальтов рассматриваемых станций является следствием различной степени селективности плавления мантийного субстрата. Вряд ли эту геохимическую особенность базальтов можно объяснить кристаллизационной дифференциацией, так как в данном случае нет существенной разницы в составе и количестве порфировых вкрапленников. Тем более что их роль в объемном минеральном составе пород весьма незначительна.

На диаграмме Макдональда [Macdonald, 1968] базальты Калифорнийского залива также легли в поле абиссальных океанических толеитов с отчетливым толеитовым трендом дифференциации (рис. 60). На этой диаграмме составы базальтов станций 482, 483 и 485 несколько разделились по соотношению суммы щелочных элементов и SiO₂. Интерпретация этой диаграммы с использованием результатов экспериментов Д. Грина и А. Рингвуда [Green, Ringwood, 1967] позволяет сделать вывод о том, что выплавление базальтов происходило в условиях средних давлений, примерно отвечающих глубинам около 20—25 км, а их эволюция — в условиях низких давлений. Отсюда следует, что порфировые вкрапленники образовались не в первичной магматической камере (не в протоматматическую стадию), а по крайней мере в менее глубоких промежуточных камерах или в процессе излияния базальтов на дно океана внутри лавовых потоков или силлов. Конечно, в таких условиях отсадка кристаллов оливина или флотация кристаллов плагиоклаза играли ничтожную роль.

Ниже будет рассмотрено распределение редкоземельных элементов в базальтах Калифорнийского залива. Ю.А. Балашов [1976] обратил внимание на то, что редкоземельные элементы являются чуткими индикаторами процессов магматической дифференциации. На кристаллизационном этапе дифференциации определяющими факторами фракционирования редкоземельных элементов являются их кристаллохимические различия (монотонное изменение ионных радиусов от La к Lu), а на ликвационном и постмагматическом этапах — геохимические особенности, которые заключаются в средстве редкоземельных элементов к определенным анионам (CO₃²⁻, F⁻ и PO₄³⁻) и в зависимости их концентраций от щелочных элементов.

Геохимический фактор фракционирования редкоземельных элементов играет су-

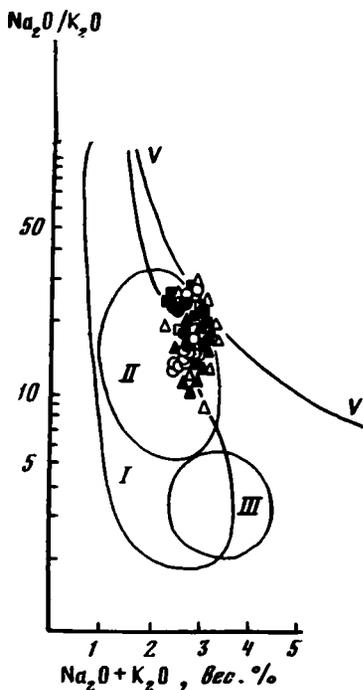


Рис. 57. Диаграмма Миясиро

Поля: I — толеитов Исландии, II — абиссальных океанических толеитов, III — щелочных оливиновых базальтов островов Атлантического океана; V-V — линия, отделяющая поле вторично измененных пород от свежих

Остальные условные обозначения см. на рис. 50

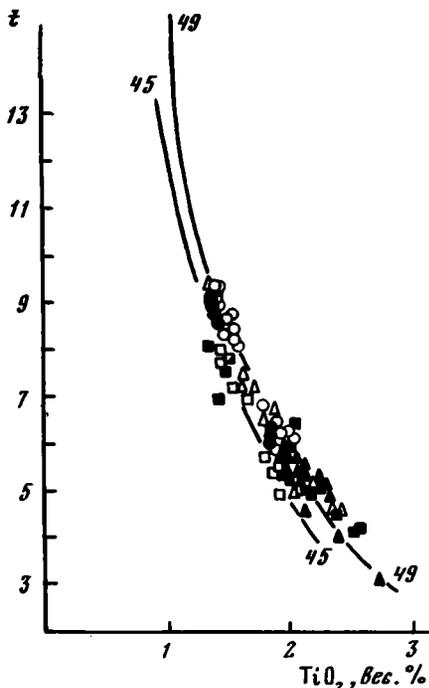


Рис. 58. Диаграмма Готтини $z = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$

Числа у кривых — номера рейсов.

Условные обозначения см. на рис. 50

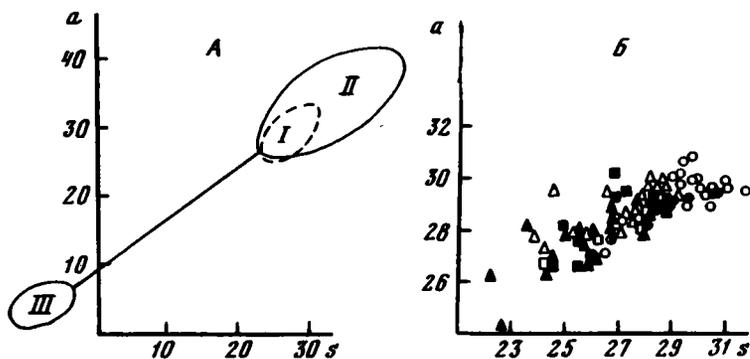


Рис. 59. Диаграмма Дмитриева: $a = Al_2O_3 + K_2O + CaO + Na_2O$, $s = SiO_2 - (MgO + Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO)$

A — базальты и лерцолиты: I — состав базальтов Калифорнийского залива, II — поле абиссальных толеитов Атлантического океана, III — поле океанических лерцолитов; B — базальты Калифорнийского залива

Условные обозначения см. на рис. 50

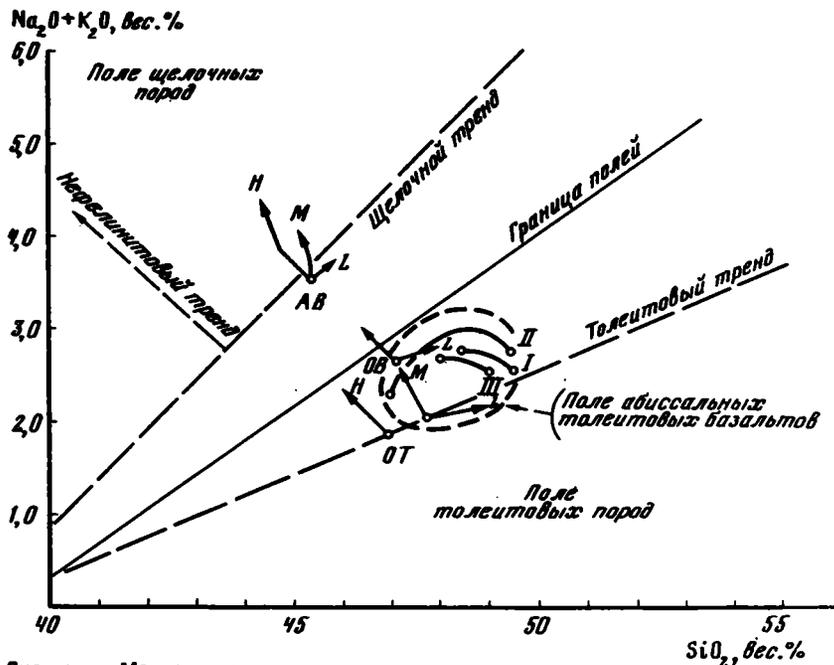


Рис. 60. Диаграмма Макдональда

AB — состав первичной выплавки щелочных оливиновых базальтов; OT — состав первичной выплавки океанических толетитов; OB — состав первичной выплавки оливиновых базальтов (смесь OT и AB); H, M и L показывают направление дифференциации расплавов соответственно при относительно высоком (13–18 кбар), среднем (9 кбар) и низком давлениях (по данным Д. Грина и А. Рингвуда, [Green, Ringwood, 1967]); I — III — тренд дифференциации базальтов: I — скв. 482, II — скв. 483, III — скв. 485

важную роль в изменении их концентраций в вулканических породах, характеризующихся повышенными содержаниями щелочных элементов и особенно К. Рассматриваемые нами базальты характеризуются предельно низкими концентрациями Na и K и незначительными вариациями в их содержаниях. Поэтому в данном случае главным фактором фракционирования редкоземельных элементов являются их кристаллохимические различия.

Анализ содержания редкоземельных элементов в базальтах Калифорнийского залива (табл. 32) показывает, что в среднем для всех исследуемых образцов характерна относительная обогащенность средними и тяжелыми редкоземельными элементами.

Однако в пределах различных станций можно выделить два типа фракционирования редкоземельных элементов. Так, для пород станций 483 и 485 характерна обогащенность Eu и Lu (по сравнению с Sm и Yb соответственно). Для базальтов станций 482 мы наблюдаем обратную картину, т.е. дефицит Eu и Lu (по сравнению с Sm и Yb). Эти закономерности соблюдаются в целом для всех серий каждой станции, за исключением второй и четвертой серий. Во второй серии станций 483 и 485 при избытке Eu (по сравнению с Sm) мы наблюдаем дефицит Lu (по сравнению с Yb). Аналогичная картина характерна для четвертой серии станций 482 и 483. Эти данные свидетельствуют о несколько ином характере фракционирования редкоземельных элементов во второй и четвертой сериях по сравнению со всеми остальными (рис. 61).

Весьма интересным является также поведение суммы La, Sm, Eu, Yb и Lu в зависимости от порядкового номера серии, т.е. от глубины его залегания во втором слое океанической коры. На станции 483 для четвертой серии характерен резкий дефицит названной суммы редкоземельных элементов. Это еще раз подтверждает специфику процессов фракционирования редкоземельных элементов при формировании этой серии. Важно отметить также, что, несмотря на резкие различия в содержании суммы La, Sm, Eu, Yb и Lu для каждой станции в базальтах верхних серий, с глубиной эти разли-

Таблица 32
Редкоземельные элементы в составе вулканических пород (г/т)

Компо- нент	482B								
	11	12	13	14			15		
	1	1	1	1		2	3	1	2
	77-85	107-113	54-61	12-20	103-106	94-101	109-119	94-100	120-129
La ₂ O ₃	4,0	4,2	3,9	3,8	4,4	3,0	3,0	2,6	2,4
Ce ₂ O ₃	9,5	-	-	-	-	9,2	-	9,7	-
Sm ₂ O ₃	4,7	4,8	4,6	5,1	3,8	3,9	4,1	3,8	3,0
Eu ₂ O ₃	1,6	1,25	1,2	1,5	1,25	1,7	1,0	1,5	1,25
Tb ₂ O ₃	1,3	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb ₂ O ₃	3,2	3,7	3,4	3,6	3,0	2,9	2,9	3,0	3,6
Lu ₂ O ₃	0,63	0,61	0,6	0,71	0,55	0,54	0,40	0,58	0,61

Таблица 32 (продолжение)

Компо- нент	482B			482C					
	22	24		10	11		12	13	14
	3	1	3	1	3	4	1	2	4
	85-93	106-115	30-39	107-115	96-105	83-91	58-68	80-90	42-53
La ₂ O ₃	3,2	4,2	5,0	3,7	3,3	4,0	3,2	3,0	2,7
Ce ₂ O ₃	-	10	-	-	-	10	-	-	7,8
Sm ₂ O ₃	4,1	5,1	4,9	5,0	4,8	5,0	3,3	3,2	3,3
Eu ₂ O ₃	1,2	1,8	1,5	1,2	1,4	1,7	1,4	1,3	1,5
Tb ₂ O ₃	-	0,99	-	-	-	0,74	-	-	0,60
Yb ₂ O ₃	3,1	4,0	4,4	3,9	3,8	3,4	2,7	3,1	2,9
Lu ₂ O ₃	0,59	0,76	0,72	0,77	0,64	0,57	0,57	0,55	0,67

Таблица 32 (продолжение)

Компо- нент	482F	483						
	5	14	15	16	17	20	21	22
	1	1	1	1	2	1	2	4
	100-108	13-21	121-130	71-83	120-128	118-127	43-51	117-127
La ₂ O ₃	3,0	3,5	3,7	2,6	2,8	6,2	5,5	3,6
Ce ₂ O ₃	11	-	-	6,7	-	-	-	9,8
Sm ₂ O ₃	4,8	3,1	3,4	3,5	2,3	5,2	5,5	4,8
Eu ₂ O ₃	1,9	1,4	1,2	1,5	0,70	2,0	2,3	1,6
Tb ₂ O ₃	0,85	-	-	0,86	-	-	-	0,78
Yb ₂ O ₃	3,6	3,1	3,5	2,6	3,5	5,2	2,6	3,0
Lu ₂ O ₃	0,61	0,62	0,63	0,57	0,53	0,93	1,0	0,48

482B										
15		16		18		20		21		22
3		1	5	1	2	1	3	2	3	1
20-30		41-50	39-49	49-57	44-51	120-127	43-52	9-18	110-117	97-95
4,0	2,6	3,5	3,1	3,5	3,0	2,6	3,6	4,8	3,1	
-	-	7,8	-	-	8,0	-	-	10	-	
3,3	3,1	3,4	3,2	3,3	3,9	4,1	4,0	4,2	4,2	
1,1	0,99	1,4	1,8	1,15	1,4	1,1	1,3	1,7	1,3	
-	-	0,61	-	-	1,1	-	-	0,56	-	
3,2	2,3	2,7	2,8	3,7	3,4	3,0	3,6	3,2	3,4	
0,42	0,46	0,47	0,62	0,54	0,58	0,47	0,67	0,67	0,67	

482C			482							
15		8	9		10	11	12		13	
1	4	1	1	2	1	1	1	3	1	
1-10	48-58	115-124	59-68	130-139	133-139	110-118	80-87	104-108	59-70	
4,1	3,7	4,0	5,0	4,3	4,0	3,1	2,5	3,2	3,6	
-	-	-	11	-	-	8,7	-	-	-	
3,5	3,1	4,2	4,8	4,8	4,8	3,9	3,8	3,2	3,7	
1,25	1,3	1,6	1,7	1,8	1,1	1,4	1,2	1,2	1,9	
-	-	-	0,59	-	-	0,62	-	-	-	
3,8	2,2	3,3	4,1	4,3	3,6	3,1	3,2	3,2	3,3	
0,55	0,68	0,68	0,67	0,7	0,73	0,53	0,56	0,66	0,49	

483				483B						
23		25	26		4	7	8	12	13	17
2		1	2	3	5	2	3	1	3	1
92-103		48-58	140-149	98-108	13-23	8-19	26-35	40-46	64-74	138-146
6,4	4,3	6,2	5,1	2,6	5,6	1,6	3,7	6,4	5,5	
-	-	13	16	-	-	-	-	16	-	
5,0	5,8	5,6	5,7	2,2	4,0	2,1	4,1	5,2	5,5	
1,95	1,9	2,0	2,1	1,3	1,4	1,2	1,6	2,0	2,0	
-	-	0,96	0,75	-	-	-	-	0,68	-	
4,3	5,0	5,3	4,7	3,6	2,6	2,4	4,4	3,8	4,4	
0,75	1,0	0,84	0,97	0,46	0,7	0,43	0,78	0,7	1,14	

Таблица 32 (продолжение)

Компо- нент	483B							
	19	22	25	27		30	32	
	2	2	1	2	3	1	1	3
	21-30	13-23	103-114	10-21	15-25	70-78	110-119	33-40
La ₂ O ₃	5,7	3,5	3,9	4,4	4,4	4,5	3,9	4,5
Ce ₂ O ₃	—	—	—	14	—	—	—	—
Sm ₂ O ₃	5,7	4,2	4,4	4,7	4,9	4,4	3,7	4,0
Eu ₂ O ₃	2,1	1,8	1,9	2,0	2,0	1,8	1,9	1,8
Tb ₂ O ₃	—	—	—	0,67	—	—	—	—
Yb ₂ O ₃	5,5	3,8	4,2	3,9	4,1	3,6	3,7	3,1
Lu ₂ O ₃	1,2	0,67	0,81	0,81	0,95	0,7	0,8	0,57

Таблица 32 (окончание)

Компо- нент	485A						
	23	24	25	29	30		31
	3	2	1	3	1	2	1
	60-72	77-87	63-74	118-130	121-134	116-129	98-119
La ₂ O ₃	4,8	4,8	4,4	4,4	5,4	3,9	4,1
Ce ₂ O ₃	—	—	16	—	—	—	12
Sm ₂ O ₃	5,4	5,2	5,7	6,1	5,7	5,1	4,0
Eu ₂ O ₃	2,5	2,2	2,1	1,8	2,5	1,9	1,8
Tb ₂ O ₃	—	—	0,78	—	—	—	0,76
Yb ₂ O ₃	4,1	4,2	4,9	5,6	5,7	4,6	4,2
Lu ₂ O ₃	1,0	0,87	1,1	0,95	1,22	0,72	0,73

чия стираются и для пород восьмой серии суммарные содержания редкоземельных элементов практически идентичны на всех станциях. Иными словами, в пределах разных станций на более ранних этапах развития вулканизма, стоящих ближе к первичной выплавке по времени образования, различия в суммарной концентрации редкоземельных элементов менее значимы.

Отсюда можно сделать вывод, что первичные магматические расплавы, давшие начало базальтам трех рассматриваемых станций, образовались за счет селективного плавления одинакового по составу мантийного субстрата, проходившего при аналогичных T-P-условиях (имеется в виду сходство глубин образования первичных магматических очагов).

Каков же предполагаемый состав мантийного субстрата, из которого выплавлялись исследуемые базальты? Для базальтов каждой из станций были построены вариационные диаграммы отношений редкоземельных элементов, нормированных относительно их концентраций в абиссальном океаническом толеите, хондрите, плагиоклазсодержащем лерцолите, клинопироксене и плагиоклазе (см. рис. 61). Из рассмотрения этих диаграмм следует, что характер распределения редкоземельных элементов в базальтах Калифорнийского залива примерно одинаков на всех станциях и очень близок к их распределению в среднем океаническом толеите. Из предполагаемого мантийного субстрата ближе всего по распределению редкоземельных элементов к рассматриваемым базальтам стоит плагиоклазсодержащий лерцолит, а из породообразующих минералов — кли-

483C	485A							
4	11		12	13	14	18	23	
3	3	1	1	1	1	1	1	2
3-14	140-148	13-26	21-33	35-42	43-56	9-20	66-76	38-50
2,7	4,3	6,8	4,6	3,9	3,5	5,1	4,6	5,7
9,4	—	—	—	—	12	—	—	—
3,2	5,0	5,3	5,2	4,9	4,9	5,0	7,0	5,6
1,6	2,0	2,0	2,8	2,0	1,8	2,1	2,1	2,0
0,49	—	—	—	—	0,95	—	—	—
2,7	4,0	5,8	5,3	4,5	4,4	5,3	5,4	3,9
0,68	0,88	1,15	0,93	1,0	0,97	0,79	1,22	0,91

485A						
33	34	35		38	39	
2	2	1	5	2	3	4
7-19	78-89	21-31	48-62	104-119	47-57	105-115
4,2	3,3	3,7	4,0	3,8	4,0	3,8
—	—	—	—	13	—	—
5,2	4,4	4,1	3,9	4,1	4,7	5,4
2,2	1,6	1,8	1,7	1,9	1,7	1,7
—	—	—	—	0,66	—	—
4,6	3,2	4,6	4,1	3,0	5,6	3,7
1,22	0,77	0,81	0,69	0,76	1,0	0,83

нопироксен. Таким образом, можно предположить, что базальты Калифорнийского залива образовались в результате селективного плавления плагиоклазсодержащего перцолита. При этом в селективное плавление вовлекался главным образом клинопироксен, возможно, с добавлением небольшого по объему количества плагиоклаза. Вариации в составах первичных выплавов на участках различных станций определялись степенью селективности плавления и соотношением объемов клинопироксена и плагиоклаза, вовлекаемых в плавление, а не различиями в составе мантийного субстрата.

Итак, среди вулканических пород, поднятых в результате бурения в 65-м рейсе, распространены два структурных типа: пиллоу-базальты и массивные раскристаллизованные базальты. В обоих типах встречаются афировые и слабопорфировые плагиоклазовые и плагиоклаз-оливиновые разности. В объемном отношении незначительно преобладают афировые породы. По химическому составу все изученные базальты относятся к типу абиссальных океанических толеитов со слабо проявленным феннеровским трендом дифференциации с накоплением железа. Установлены незначительные вариации в химизме базальтов, поднятых на различных станциях в Калифорнийском заливе. Эти вариации состава базальтов являются следствием различной степени селективности первично-

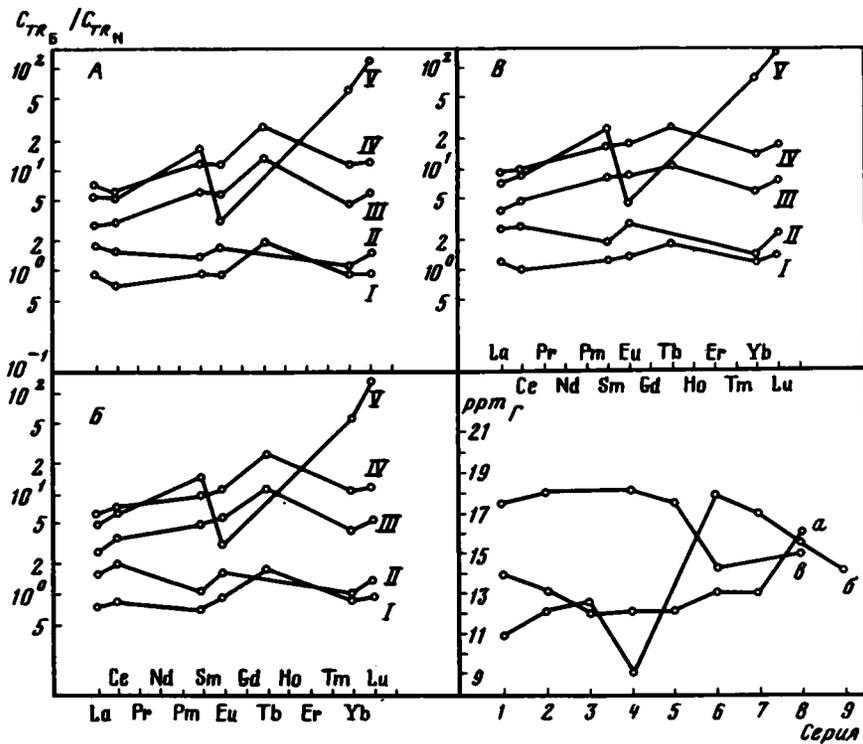


Рис. 61. Вариационные диаграммы нормированных отношений концентраций редкоземельных элементов в базальтах (C_{TRB}) различных скважин к концентрациям этих элементов в других породах и минералах (C_{TRN})

А — скв. 482; Б — скв. 483; В — скв. 485

C_{TRN} : I — в абиссальном океаническом толите (среднее), II — в клинопироксене, III — в лерцолите, IV — в силикатной фазе хондрита, V — в плагиоклазе. Величина C_{TRN} заимствована из работы Ю.А. Балашова [1976]

Г — распределение суммы La, Sm, Eu, Yb и Lu в базальтах: а — скв. 482, б — скв. 483, в — скв. 485

го расплава, а не результатом его кристаллизационной дифференции. Выплавление первичных расплавов проходило при средних давлениях, отвечающих малым глубинам заложения магматического очага, не превышающим 25–30 км. Постулируется, что мантийным субстратом, из которого выплавлялись базальты, служил плагиоклазовый лерцолит. Характер распределения редкоземельных элементов в изученных базальтах не противоречит сделанным выводам.

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЗОНЫ ГАЛАПАГОССКОГО РИФТА (РЕЙС 70-Й)**

**ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗОНЫ
ГАЛАПАГОССКОГО РИФТА: АСПЕКТЫ МИНЕРАЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТОВ**

Гидротермальные отложения, развитые в районе Галапагосского центра спрединга и области гидротермальных холмов, в течение последнего десятилетия привлекают внимание специалистов, изучающих вопросы геологии океана [Corliss et al., 1978; Klinkhammer et al., 1977; Lonsdale, 1977; и др.]. Исследования, выполненные по программе 54-го рейса "Гломара Челленджера", в значительной мере позволили уточнить природу гидротермальных отложений и процессы их образования [Donnelly, 1980; Dymond et al., 1980; Hekinian et al., 1980; Hoffert et al., 1980; Humphris, Halman, 1980; Schrader et al., 1980; и др.].

Использование гидравлических поршневых трубок при бурении скважин в ходе 70-го рейса дало возможность получить ненарушенные образцы осадков, представляющих в основном непрерывные стратиграфические разрезы как гидротермальных холмов, так и участков, отдаленных от зон гидротермальной активности. Ниже дается уточненная характеристика минерального состава гидротермальных осадков, по данным рентгеноструктурного анализа, электронографии, изучения под просвечивающим и сканирующим электронными микроскопами, вскрываются геохимические особенности поведения главных компонентов, а также Ba и Sr как индикаторных элементов гидротермальных процессов, оценивается влияние гидротермальных явлений на процессы седиментации.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучались образцы кернов 70-го рейса "Гломара Челленджера", которые были любезно предоставлены А.А. Мигдисовым (Институт геохимии АН СССР), участником этого рейса.

Все имеющиеся в нашем распоряжении образцы были изучены в шлифах под микроскопом. По результатам этого изучения отбирались образцы для рентгеновского дифрактометрического и других физических методов исследования. Рентгеновский анализ проводился на дифрактометре ДРОН-2 (СССР) при CoK_{α} - и CuK_{α} -излучении при напряжении 35 кВ и силе тока 20 мА. Скорость сканирования обычно составляла $2^{\circ}/\text{мин}$. Дифрактограммы были получены для образцов: 1) природных: воздушно-сухих, 2) насыщенных глицерином и этиленгликолем, 3) прокаленных при 550°C . Для прецизионного определения положения рефлекса 060 проводилась съемка неориентированных препаратов при скорости $1^{\circ}/\text{мин}$. Интерпретация природы глинистых смешаннослойных образований, определение количественных соотношений разнотипных слоев и особенностей их чередования выполнялись на основе сопоставления экспериментальных данных с дифрактограммами, рассчитанными для соответствующих моделей [Дриц, Сахаров, 1976]. Для уточнения структурной упорядоченности представительные образцы изучались электронографическим методом косых текстур, который является чрезвычайно информативным при исследовании слоистых силикатов [Звягин, 1964]. Исследования проводились на электронографе ЭР-100 при ускоряющем напряжении 100 кВ. Для всех изучавшихся образцов были сняты инфракрасные спектры в полосе 400—

Таблица 33

Сопоставление содержаний химических компонентов в некоторых международных геохимических стандартах и результатов определений, выполненных в лаборатории ГИН АН СССР методом плазменной спектроскопии (вес. %, воздушно-сухая навеска)

Компонент	Стандарт [Abbey, 1980]							
	BX-N		Mica-Fe		BR		Mica-Mg	
	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	7,39	7,43	34,50	35,04	38,39	38,59	38,42	38,41
TiO ₂	2,41	2,11	2,51	2,52	2,61	2,47	1,635	1,68
Al ₂ O ₃	54,53	54,71	19,58	19,57	10,25	10,01	15,45	14,98
Fe ₂ O ₃	23,27	23,64	25,86	25,72	12,95	13,02	9,43	9,46
MnO	0,05	0,07	0,35	0,34	0,20	0,24	0,26	0,24
MgO	0,11	0,06	4,61	4,86	13,35	13,58	20,46	20,85
CaO	0,17	0,12	0,43	0,39	13,87	14,08	0,08	—
Na ₂ O	0,06	0,05	0,301	0,28	3,07	3,07	0,12	0,18
K ₂ O	0,07	0,11	8,79	8,85	1,41	1,36	10,03	9,88
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,45	0,40	1,05	1,04	0,01	—
BaO	0,003	—	0,02	—	0,112	0,098	—	—

Примечание. 1 — принятое содержание компонента в стандарте; 2 — результат определения в лаборатории.

4000 см⁻¹. Наиболее представительные разности образцов исследовались под сканирующим (Stereoscan-600, Cambridge) и просвечивающим электронными микроскопами. Глинистые минералы определялись в соответствии с рекомендациями Международного комитета по номенклатуре глинистых минералов [Bailey et al, 1979; Buckley et al., 1978].

Химический состав осадков определялся в химико-атлантической лаборатории ГИН АН СССР с применением плазменного спектроанализатора JY-48 (фирма "Joben Yvon", Франция) из навески 0,1 г. В ходе определений одновременно оценивались содержания компонентов, показанные в табл. 33. В некоторых образцах методами классического химического анализа для контроля суммы определялись H₂O⁺, H₂O⁻, CO₂, C_{орг}, а также FeO. Ряд образцов контролировался на содержание Cl, S, J и некоторых микроэлементов методом рентгено-флуоресцентной спектрометрии с энергодисперсионным детектором на приборе MECCA-1044A (фирма "Link Systems", Великобритания). Приготовление исходных растворов производилось по методике, близкой к описанной в работе Дж. Уолша [Walsh, 1980].

Проводимые определения контролировались путем многократного измерения 22 международных стандартных образцов [Abbey, 1980] (см. табл. 33), выполненных по специально составленному алгоритму и внесенных в память компьютера в форме системы уравнений. Последние описывают зависимость сигналов от концентраций измеряемых элементов, что позволяет получить информацию в виде процентного содержания окислов. Полученные результаты сравнивались с данными классических методов мокрой химии. В пределах областей концентраций, описываемых системами полученных уравнений, отклонение от результатов классического анализа не превышало двух допустимых среднеквадратичных отклонений для данного диапазона концентраций [Беренштейн и др., 1979].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гидротермальные отложения и карбонатно-кремнистые осадки характеризуются относительно ограниченным набором минеральных разностей. Это позволило сконцентрировать основное внимание на изучение опорных, типовых разрезов скважин, отличающихся относительно полным отбором ненарушенного керна (скв. 509В); данные по другим скважинам приводятся в относительно краткой форме.

Стандарт [Abbey, 1980]

UB-N		DR-N		GA		GH		DT-N	
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
39,93	39,74	52,88	53,18	69,96	70,07	75,85	75,31	36,52	36,65
0,12	0,108	1,10	1,04	0,38	0,40	0,08	0,085	1,40	1,28
2,97	2,83	17,56	17,64	14,51	15,14	12,51	12,57	59,21	59,02
8,46	8,53	9,69	9,81	2,83	2,69	1,34	1,37	0,66	0,60
0,12	0,095	0,21	0,23	0,09	—	0,05	0,051	0,008	0,004
35,99	35,88	4,47	4,39	0,95	1,01	0,03	0,12	0,04	0,11
1,185	1,15	7,09	7,07	2,45	2,448	0,69	0,70	0,04	—
0,1	0,105	3,00	2,98	3,55	—	3,85	—	0,04	0,04
0,02	—	1,73	1,69	4,03	—	4,76	—	0,12	0,15
0,03	0,04	0,25	0,26	0,12	0,08	0,01	—	0,09	0,20
—	—	0,042	0,047	0,10	0,109	—	—	—	—

Скважина 509В (табл. 34; рис. 62—69)

Минералогия. Сква. 509В располагается на вершине гидротермального холма (см. рис. 62, врезка), где глубина воды составляет 2702 м, и вскрывает толщу гидротермальных осадков, а также фораминиферо-наннофоссилиевых илов (33,4 м). Характерной особенностью разреза скважины является развитие в его верхней части гидротермальных отложений, преимущественно зеленых глин, в меньшей мере — гидроокислов Mn.

Подчеркнем важнейшие особенности минерального состава осадков по интервалам, которые могут рассматриваться в общем контексте информации по литологии.

Обр. 1—2—65—67 (гидроокислы Mn). Фрагменты корок гидроокислов Mn, развитых в интервале 1,24—2,7 м, представлены тодорокитом (бузеритом) (см. табл. 34 и рис. 67), сравнительно слабо раскристаллизованные [Frenzel, 1980; Giovanoli, 1980]. Характерна незначительная примесь изотропного глинисто-кремнистого вещества. Для выделений тодорокита (бузерита) характерна сгустковидно-глобулярная структура с признаками раскристаллизации (табл. I)¹.

Обр. 2—1—52—54 (зеленовато-оливковая гидротермальная глина). В мелкочешуйчатой, неравномерно раскристаллизованной анизотропной глинистой массе выделяются участки относительно хорошей раскристаллизации в мелкочешуйчатые агрегаты.

По данным рентгеновского анализа, основной фазой в образце является тонкодисперсный смешаннослойный минерал слюда-сметит с небольшой примесью кальцита и галита. На дифрактограмме природного образца (см. рис. 63) регистрируются сравнительно широкие базальные отражения от смешаннослойного минерала с $d = 12,0$; 4,86 и 3,26 Å. После обработки глицерином в области малых углов наблюдаются отражения с $d = 18,2$ и 9,71 Å, а для больших углов — широкий рефлекс с $d = 3,48$ Å. После насыщения образца этиленгликолем фиксируются рефлексы с $d = 18,5$; 9,7 и 3,35 Å. Прокаливание препарата при $t = 550^\circ\text{C}$ приводит к появлению типичной дифрактограммы гидрослюды или обезвоженного сметита с d в области 10,0; 4,96 и 3,26 Å.

Для установления содержания и характера чередования слоев разных типов в исследуемой фазе было проведено сопоставление экспериментальных дифрактограмм образцов, насыщенных глицерином и этиленгликолем, с дифрактограммами, рассчитанными для соответствующих моделей смешаннослойных структур слюда-сметит [Дриц, Саха-

¹ Табл. I—VIII см. на вкл.

Таблица 34
Химический состав верхнекайнозойских отложений скв. 5098
(вес. % в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№ обр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO
1-1-65-67	15,61	0,10	3,05	1,95	6,90
1-2-65-67	1,74	0,03	1,35	0,61	61,4
2-1-52-54	43,24	0,01	0,48	28,25	0,60
2-2-57-59	43,86	0,02	0,58	28,76	0,12
2-3-80-82	15,18	0,14	3,72	1,72	0,78
3-1-58-60	29,30	0,04	1,37	18,81	7,90
3-2-129-131	45,07	0,28	6,67	17,62	0,32
3-3-27-29	46,40	0,02	0,56	28,01	0,11
4-1-103-105	48,21	0,004	0,30	29,19	0,03
4-2-23-25	48,42	0,02	0,59	28,22	0,04
4-3-18-20	44,94	0,02	0,61	30,82	0,06
5-1-68-70	13,47	0,10	3,02	1,64	0,83
5-2-65-67	7,99	0,08	2,47	1,41	0,85
5-3-23-25	15,10	0,08	2,54	5,72	1,74
6-1-68-70	8,35	0,09	2,69	2,46	0,45
6-2-51-53	7,91	0,15	2,76	1,77	0,39
6-3-68-70	8,07	0,07	2,31	2,03	0,37
7-1-80-82	5,66	0,06	2,19	1,02	0,41
7-2-80-82	8,52	0,08	2,65	1,50	0,27
7-3-80-82	7,16	0,08	2,48	1,21	0,21
8-1-98-100	12,91	0,13	3,58	2,43	0,28
8-3-58-60	11,52	0,18	3,27	2,58	0,26

ров, 1976]. Наиболее близкими к экспериментальным оказались дифракционные картины, рассчитанные для модели с $W_M = 0,6$; $W_S = 0,4$; $P_{SS} = 0,6$; $S = 1$ (где W_M и W_S — относительные содержания соответственно слюдястых и смектитовых слоев; P_{SS} — вероятность нахождения смектитового слоя при условии, что он следует за слоем смектита; S — фактор ближнего порядка). Из анализа вероятностных коэффициентов следует, что в данной смешаннослойной структуре чередование слюдистого и смектитовых слоев характеризуется тенденцией к сегрегации однотипных слоев. Вместе с тем детальный анализ значений межплоскостных расстояний d на дифрактограммах, полученных для насыщенного и обезвоженного препаратов, показал, что данная фаза представлена весьма тонкими частицами, содержащими менее 20 элементарных 2:1 слоев. Об этом свидетельствует нецелочисленная серия базальных отражений с $d = 10,0$ и $3,29 \text{ \AA}$ на дифракционной картине образца, прогретого при 550°C , и широкое отражение с $d = 18,2 \text{ \AA}$ на дифрактограмме образца, насыщенного глицерином (см. рис. 63) [Дриц, Сахаров, 1976].

Характерной особенностью распределения интенсивности отражений на дифрактограмме обезвоженного образца является наличие очень слабого рефлекса с d в области $4,96 \text{ \AA}$, что свидетельствует о высоком содержании катионов Fe в октаэдрах 2:1 слоев (см. рис. 63).

На кривых ИК-спектров наблюдается сравнительно широкая полоса поглощения в области от 3530 до 3550 см^{-1} , что не противоречит высокожелезистому составу 2:1 слоев (см. рис. 66).

Обр. 2-2-57-59 (зеленая гидротермальная глина). Слабо раскристаллизованная, почти изотропная глина обладает глобулярно-сгустковидным строением. Размеры глобул — от $0,007-0,015$ до $0,3 \text{ мм}$. Результаты рентгеноструктурного изучения этого образца (см. рис. 63) и сопоставления их с расчетными дифракционными картинками показали, что главным компонентом является тонкодисперсная высокожелезистая смешаннослойная фаза слюда-смектит с $W_M : W_S = 0,5 : 0,5$ и $S = 0$. Таким образом, в исследуемом образце слюдястые и смектитовые слои чередуются в полном беспорядке. В качестве примеси отмечаются небольшие количества галита. ИК-спектр в области валентных колебаний $3500-3600 \text{ см}^{-1}$ близок к спектру обр. 2-1-52-54 (см. рис. 66).

Обр. 2-3-80-82. В радиоляриево (50%) - диатомово (10%) - фораминиферово (20%) -

MgO	CaO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	SrO
1,35	25,78	0,09	5,07	0,50	0,259	0,105
3,58	1,07	0,06	2,96	0,99	0,406	0,060
2,95	1,51	0,02	2,36	2,03	0,026	0,004
3,13	0,35	0,00	3,00	1,48	0,065	0,005
1,16	34,48	0,03	3,14	0,49	0,268	0,136
2,98	6,45	0,07	2,57	1,69	0,184	0,036
4,35	3,21	0,26	5,76	2,07	0,603	0,037
3,55	0,22	0,04	2,18	3,41	0,049	0,005
3,68	0,04	0,03	1,80	3,61	Нет	0,003
3,79	0,00	0,0001	2,78	2,83	0,029	0,003
3,66	0,50	0,03	2,72	2,87	0,086	0,006
1,35	39,69	0,03	2,99	0,42	0,268	0,126
0,86	43,16	0,05	2,22	0,30	0,289	0,153
1,91	33,42	0,08	2,30	0,76	0,261	0,109
1,32	42,31	0,02	2,52	0,37	0,171	0,137
0,90	45,11	0,06	2,11	0,31	0,176	0,152
1,33	41,72	0,00	2,43	0,33	0,179	0,134
0,75	50,10	0,02	1,67	0,24	0,144	0,149
0,83	44,93	0,05	2,05	0,40	0,190	0,136
0,83	47,92	0,03	2,14	0,30	0,190	0,129
1,43	37,70	0,05	3,04	0,59	0,283	0,115
1,58	40,97	0,05	3,17	0,45	0,252	0,118

нанномикривом (60%) илу наблюдаются редкие выделения зеленоватой глобулярной глины, близкой к гидротермальной.

Обр. 3-1-58-60. Наблюдаются фрагменты корок гидроокислов Mn; основная масса представлена гидроокислами Mn колломорфно-глобулярного строения. Размеры глобулей 0,015–0,04 мм, их агрегатов – до 0,4 мм. Присутствует примесь кремнисто-глинистого материала (20%). Гидроокислы Mn, по данным рентгеноструктурного анализа (см. рис. 67), представлены тодорокитом (бузеритом) с примесью кальцита, отмечаются следы остаточного галита (см. табл. 34 и рис. 67; табл. II, III).

Обр. 3-2-129-131. Зеленый (до зеленовато-оливкового) гидротермальный осадок сложен глобулями (0,04–0,07 мм) и их агрегатами (до 0,4 мм). Наблюдаются участки раскристаллизации с тонкочешуйчатыми выделениями. Отмечаются сгустковые выделения, сложенные бледно-зеленым глинистым веществом, содержащим агрегаты цеолита и полевых шпатов. По данным рентгеновской дифрактометрии (см. рис. 64 и 66), глинистое вещество представлено смешаннослойной неупорядоченной фазой со слоями Fe-слюды и Fe-сметита, присутствующими в пропорции 0,8:0,2 ($S = 0$). Характерна малая примесь цеолита (типа дефектного филлипсита), полевых шпатов, следов остаточного галита.

Обр. 3-3-27-29. В зеленом гидротермальном глинистом осадке примечательны замещенные глинистые материалом реликты остатков радиолярной и диатомей. В зонах замещения зеленое глинистое вещество существенно более светлое. В целом основная глинистая масса почти не раскристаллизована, изотропна, со слабо выраженной глобулярностью; наблюдаются редкие кристаллы филлипсита. По данным рентгеновской дифрактометрии (см. рис. 64 и 66), глина представлена неупорядоченной высокожелезистой смешаннослойной фазой слюда-сметит с соотношением $W_M : W_S = 0,75 : 0,25$ ($S = 0$).

Обр. 4-1-103-105. Основная масса зеленой гидротермальной глины, относительно гомогенной, состоит из сферолитовых агрегатов, наблюдаемых лишь в поляризованном свете, размером от 0,007–0,04 до 0,15 мм. По отдельным прожилковидным участкам хорошо развиты изометрические кристаллиты напряжения (0,04 × 0,02 мм). По данным рентгеновской дифрактометрии, образец представлен высокожелезистой

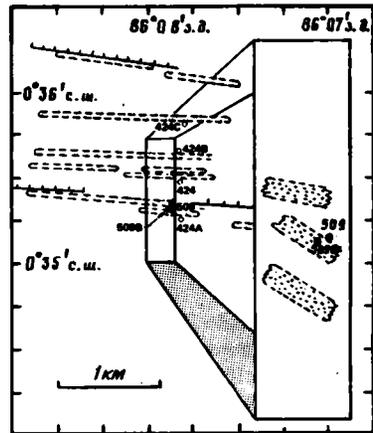
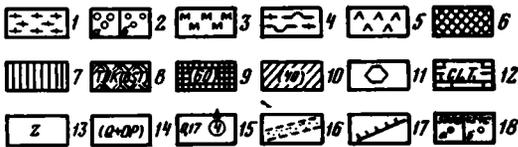
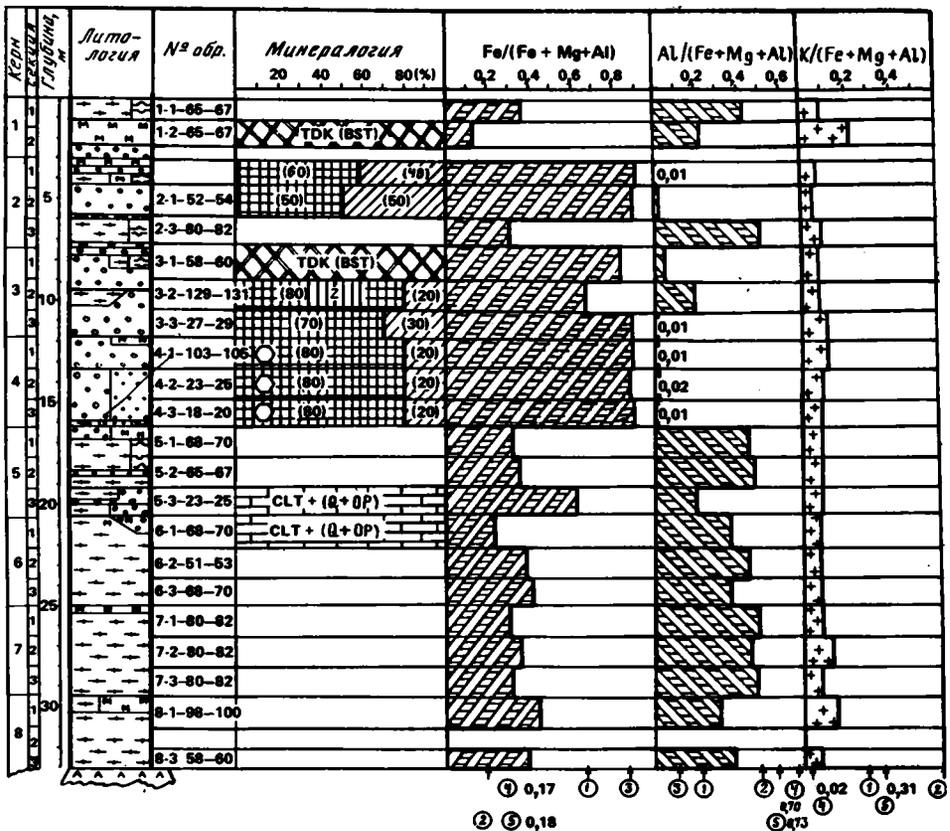


Рис. 62. Распределение минеральных компонентов и величин отношений Fe/(Fe+Mg+Al), Al/(Fe+Mg+Al) и K/(Fe+Mg+Al) в разрезе позднекайнозойских отложений скв. 509В

Литология (к рис. 62, 69-83):

1 - фораминиферовые наннофоссиленные илы; 2 - гидротермальные зеленые зернисто-глобулярные глины: а - крупноглобулярные, б - мелкоглобулярные; 3 - фрагменты корок, сложенных окислами марганца; 4 - диатомовые, радиolariевые наннофоссиленные илы; 5 - обломки базальта и породы базальтового основания; 6 - интервалы, где керн не отбирался; 7 - поверхностный окисленный слой. Минералы: 8 - тодорокит (бузерит), 9 - железистый слюдястый компонент (типа саладонита) смешаннослойной фазы (в скобках - относительное содержание, %), 10 - железистый диоктаэдри-

смешаннослойной фазой слюда-сметит с соотношением $W_M : W_S = 0,8 : 0,2$ и со слабой тенденцией к сегрегации однотипных слоев ($P_{SS} = 0,3$; $S = 1$). Особенности глобулярного строения и развитие новообразованных игольчатых кристаллов селадонита отчетливо видны в микрофотографиях, снятых под сканирующим микроскопом (табл. IV—VI).

Обр. 4-2-23-25. Зеленая гидротермальная глина имеет неясное глобулярное строение, в поляризованном свете почти изотропна. Характерны реликты биоморфных осадков (20%): диатомовых и фораминифер, замещенных глинистым веществом; на этих же участках замещения раскристаллизация глинистого вещества относительно более высокая. По данным рентгеновской дифрактометрии (рис. 65, 66), образец весьма близок к обр. 4-1-103-105 (см. рис. 62).

Обр. 4-3-18-20. Оливково-зеленая гидротермальная глина, крайне слабо раскристаллизованная. На отдельных участках наблюдаются редкие пятнистые выделения гётита как продукта относительно позднего изменения (5—7%). По данным рентгеновской дифрактометрии (см. рис. 65, 66), глина представлена смешаннослойной фазой с соотношением слюдистых и сметитовых слоев, равным 0,8:0,2 ($S = 0$). В осадке отмечаются следы кальцита и остаточного галита, филлипсита. Примечательно глобулярное строение с неясной слоистостью отдельных глобулей, их четкой раскристаллизацией в игольчато-волоконистые кристаллы селадонита (табл. IV—VIII).

Осадки более глубоких интервалов (до базальтового основания) представлены (см. рис. 62) илами фораминиферо (15%)—нанно (30%)—микритовыми (до 60%), глинистыми, с редкими остатками радиолярий и диатомовых, иногда с пятнистыми выделениями гидротермального глинистого вещества (обр. 5-1-68-70 и 5-3-23-25), с обломками бурого базальтового стекла (обр. 6-2-51-53 и 7-3-80-82), рассеянными гидроокислами Mn, в меньшей мере — Fe (обр. 6-3-68-70 и 7-1-80-82).

Полученные данные о минеральном составе зеленых гидротермальных глин уточняются при помощи электронографического метода косых текстур. Исследовались три представительных образца (3-3-27-29, 4-1-103-105 и 4-3-18-20) скв. 509В. Полученные электрограммы косых текстур (ЭКТ) характеризовались достаточно хорошо разрешенными пространственными отражениями (hkl) с индексами $k = 3n(20l; 13l)$ на втором эллипсе и с $k \neq 3n(02l, 11l)$ на первом эллипсе, что свидетельствует о наличии (в условиях вакуума) трехмерной упорядоченности исследуемых минералов (см. рис. 68). Расположение рефлексов и распределение интенсивности на ЭКТ всех образцов очень сходно с распределением интенсивностей отражений на ЭКТ селадонитовых и глауконитовых минералов [Звягин, 1964]. Геометрический анализ и оценка интенсивностей пространственных отражений позволили определить параметры элементарных ячеек минералов и установить, что исследованные разности можно охарактеризовать как политипную модификацию слюды 1М (табл. 35).

Общим для всех ЭКТ (см. рис. 68) является то, что интенсивность отражения, расположенного на малой оси 6-го эллипса, значительно превышает интенсивность отражения, полученную для 7-го эллипса. Эти особенности свидетельствуют о высокой железистости минералов [Звягин, 1964]. Кроме того, на ЭКТ всех образцов интенсивность отражения 022 значительно слабее соответствующего отражения для ЭКТ селадонитов и глауконитов. Это свидетельствует о низком содержании межслоевых катионов в структуре исследуемых минералов [Ципурский и др., 1978]. Различный фон диффузного рассеяния, который в наименьшей мере проявляется для обр. 509В-3-3-27-29 (см. рис. 68), очевидно, связан с различной концентрацией дефектов упаковки 2:1 слоев. Образцы глин близкого минерального состава отмечались для гидротермальных осадков впадины Атлантис II в Красном море [Бутузова и др., 1979].

←

ческий сметит (типа нонтронита) как компонент смешаннослойной фазы; 11 — относительно хорошо окристаллизованные разности; 12 — кальцит; 13 — примесь цеолита (филлипсита); 14 — примесь кварца и опала СТ; 15 — величины отношений главных компонентов для (цифры в кружках): 1 — среднестатистического глауконита [Weaver, Pollard, 1973], 2 — селадонита, выполняющего миндалины в базальте [Wise, Eugster, 1964], 3 — нонтронита — продукта изменения базальта [Kerr, 1950], 4 — среднестатистического монтмориллонита [Weaver, Pollard, 1973], 5 — среднестатистического иллита [Weaver, Pollard, 1973]. На врезке показано расположение скважин станции 509: 16 — цепь холмов и хребтовидных поднятий; 17 — главные разломы (амплитуда 20—30 м); 18 — скважины станции (509) (а), а также более ранней станции 424 (б)

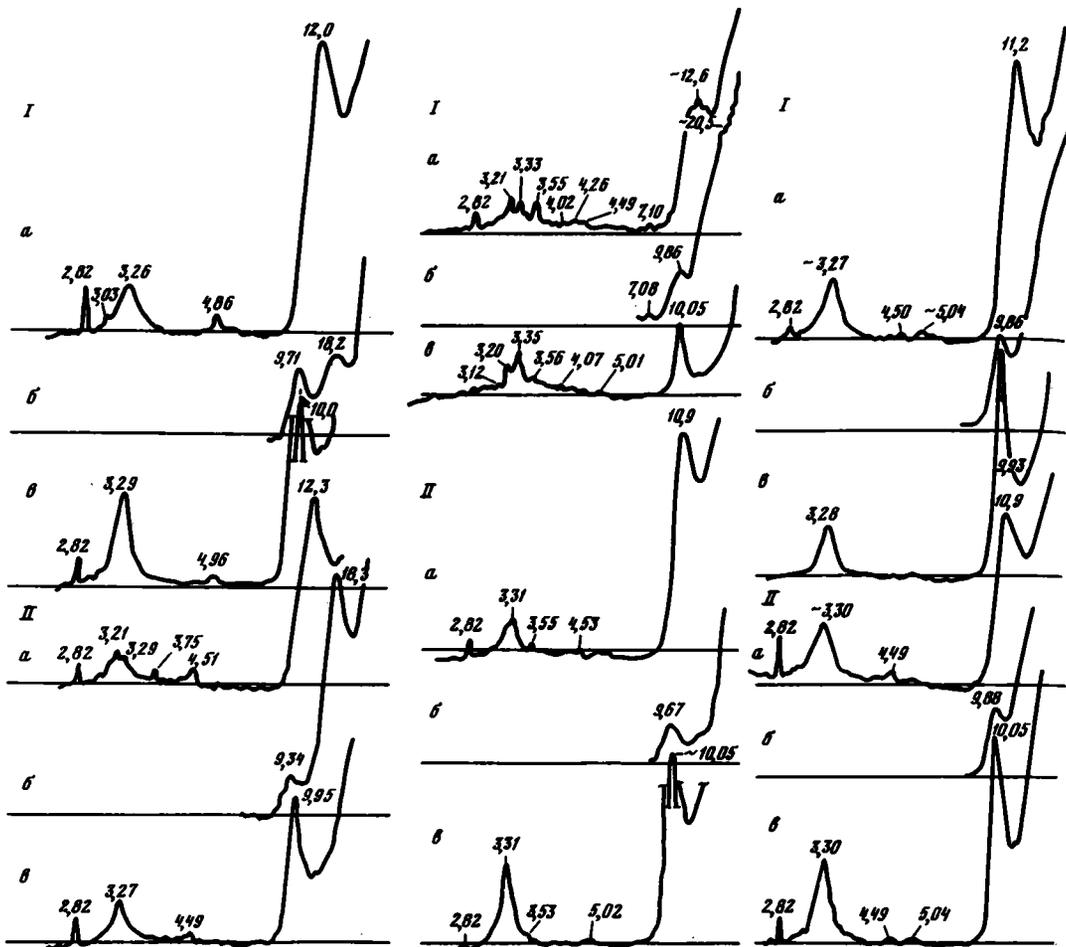


Рис. 63. Дифрактограммы гидротермальных зеленых осадков скв. 509В

I — обр. 2-1-52-54, представленный относительно слабовыраженной гетерогенной фазой смешаннослойной природы: железистая селадонитоподобная слюда — железистый диоктаэдрический смектит (60 : 40); II — обр. 2-2-57-59, представленный гетерогенной фазой неупорядоченной смешанно-слойной природы: железистая селадонитоподобная слюда — железистый диоктаэдрический смектит (монтронит) (50 : 50)

Состояние образца: а — воздушно-сухой, б — насыщенный глицерином, в — прокаленный при 550°С

Рис. 64. Дифрактограммы гидротермальных зеленых осадков скв. 509В

I — обр. 3-2-129-131, представленный существенно гетерогенной смесью смешаннослойной природы: железистая селадонитоподобная слюда — железистый диоктаэдрический смектит (монтронит) (80 : 20). Характерна малая примесь филлипсита, следы кварца и полевых шпатов; II — обр. 3-3-27-29, сложенный существенно гетерогенной смесью смешаннослойной природы: железистая селадонитоподобная слюда — железистый диоктаэдрический смектит (70 : 30)

Состояние образца — см. на рис. 63

Рис. 65. Дифрактограммы гидротермальных зеленых осадков, скв. 509В, представленных относительно однородной гетерогенной смесью смешаннослойной природы: железистая селадонитоподобная слюда — железистый диоктаэдрический смектит (80 : 20).

I — обр. 4-2-23-25, примечательна повышенная окристаллизованность и фазовая однородность; II — обр. 4-3-18-20, примечательна выраженная однородность

Состояние образца — см. на рис. 63

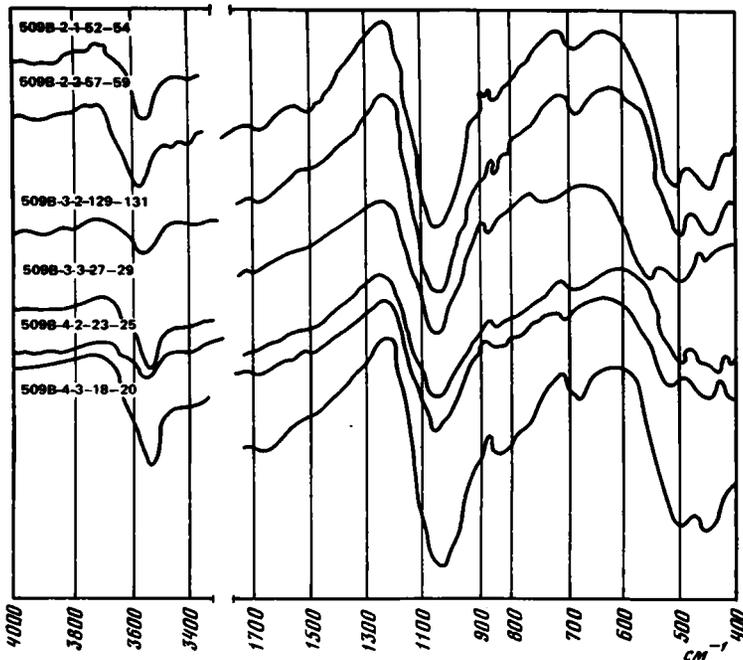


Рис. 66. Инфракрасные спектры природных образцов зеленых гидротермальных глин скв. 509В

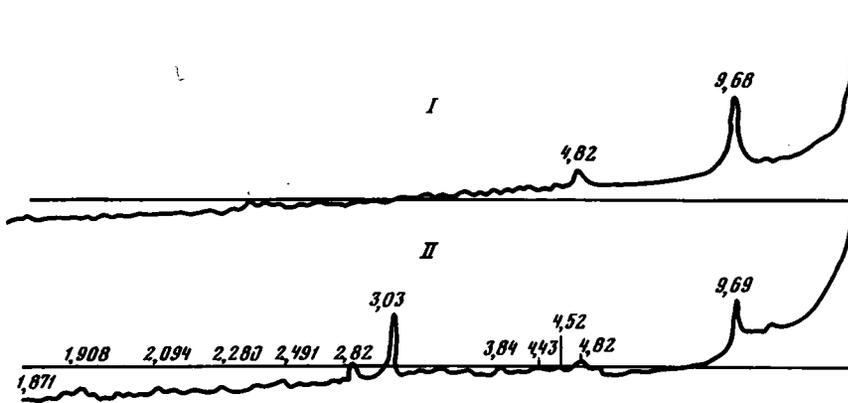


Рис. 67. Дифрактограммы природных образцов корковидных образований, сложенных гидроокислами марганца, скв. 509В

I — обр. 1-2-65-67, представленный слабо раскристаллизованным тодорокитом (бузеритом);
 II — обр. 3-1-58-60, сложенный тодорокитом с незначительной примесью кальцита и галита

Данные химического анализа (см. табл. 34) были пересчитаны на усредненную кристаллохимическую формулу смешаннослойного минерала. При этом учитывалось наличие примесей кальцита, галита и других компонентов (табл. 36). По соотношению слюдистых и смектитовых слоев в смешаннослойных фазах все образцы можно разделить на две группы. Образцы, расположенные в верхней части разреза (обр. 2-1-52-54 и 2-2-57-59), характеризуются соотношением $W_M:W_S$, изменяющимся в пределах от 0,5:0,5 до 0,6:0,4, в то время как для образцов из нижней части разреза (обр. 3-3-27-29, 4-1-103-105 и 4-2-23-25) это соотношение меняется от 0,7:0,3 до 0,8:0,2. Отмеченное возрастание слюдистого компонента находит свое отражение в

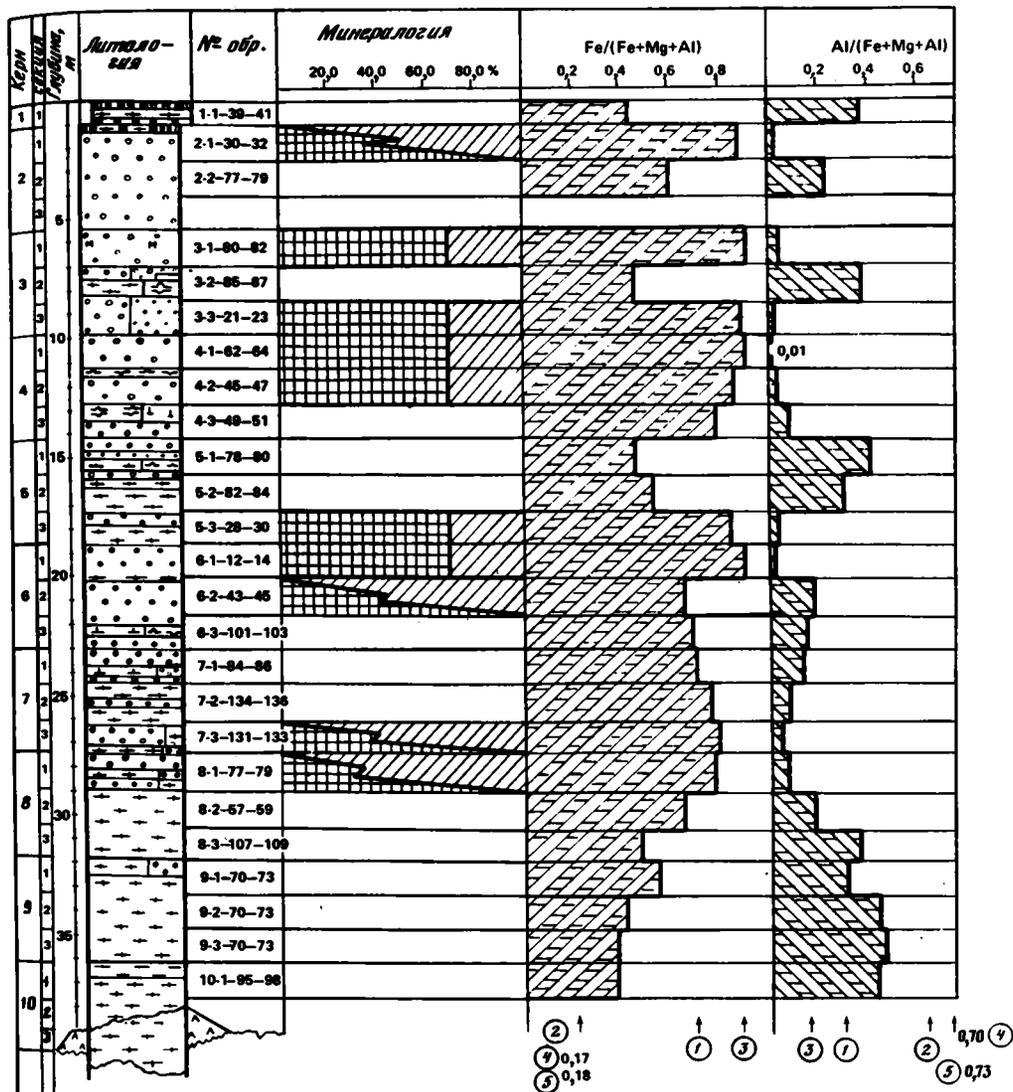


Рис. 70. Распределение минеральных компонентов и величин отношений Fe/(Fe+Mg+Al) и Al/(Fe+Mg+Al) в разрезе позднекайнозойских отложений скв. 507D
Условные обозначения см. на рис. 62

том, что вниз по разрезу наблюдается уменьшение величины d_{001} природных образцов от 12,3 до 10,7 Å и увеличение содержания катионов K^+ (в пересчете на половину элементарной ячейки) от 0,16 до 0,37 с параллельным уменьшением межслоевых катионов Mg. Таким образом, вниз по разрезу наблюдается развитие процесса слюдизации исходного глинистого вещества.

Для выяснения природы слюистой фазы конечного продукта такого преобразования рассмотрим более детально совокупность кристаллохимических и структурных характеристик изученных образцов. Прежде всего обращает на себя внимание высокая степень желестистости и практическое отсутствие Al во всех образцах. Можно видеть (см. табл. 36), что для образцов из верхней части раздела отрицательный заряд 2:1 слоев примерно поровну распределен между октаэдрическими и тетраэдрическими сетками,

Таблица 35

Параметры элементарных ячеек образцов мономинеральных компонентов
зеленых гидротермальных глин скв. 509В

№ обр.	a, Å	b, Å	c, Å	β , °	c · sin β , Å
3-3-27-29	5,24	9,08	10,12	100,6	9,95
4-1-103-105	5,24	9,08	10,15	100,4	9,98
4-3-18-20	5,24	9,08	10,12	100,5	9,95

в то время как в образцах из нижней части разреза он преимущественно локализован в октаэдрах за счет замещения Fe^{3+} на Mg. Характерной особенностью исследованных смешаннослойных минералов является низкое замещение в тетраэдрах Si преимущественно на Fe^{3+} и в меньшей степени на Al. При переходе от образцов верхней части разреза к ним эта величина уменьшается от 0,20 до 0,12. Параллельно наблюдается уменьшение Fe^{3+} от 1,73 до 0,64 и увеличение Mg от 0,27 до 0,37 в октаэдрах 2:1 слоев.

Если получить усредненные кристаллохимические формулы для образцов из верхней и нижней частей разреза соответственно (см. табл. 36), то с их помощью легко рассчитать приближенные формулы отдельно для слюдистых и смектитовых слоев (см. табл. 36). Анализ этих формул свидетельствует, что слюдистый компонент по составу близок к селадониту, поскольку в тетраэдрах практически отсутствует замещение Si на (Al, Fe), а весь отрицательный заряд 2:1 слоя локализован в октаэдрах за счет замещения Fe^{3+} на Mg. Однако такие слюдистые слои еще не являются истинно селадонитовыми, поскольку в их октаэдрах содержится значительное количество Fe^{3+} (1,60), а межслои имеют пониженное число катионов K (0,45). В то же время структурная формула смектитовых слоев близка к нонтрониту, так как общий отрицательный заряд 2:1 пакетов обусловлен как изоморфными замещениями Fe^{3+} на Mg в октаэдрах, так и значительным содержанием трехвалентных катионов Fe^{3+} и Al в тетраэдрах. С учетом этого становится понятными результаты прецизионного измерения положения рефлекса

Таблица 36

Результаты структурного
и кристаллохимического изучения образцов зеленых глин скв. 509В

№ п/п	№ обр.	$W_m : W_s$	Структурная формула, рассчитанная на анионный состав $O_{10}(OH)_2$
1	2-1-52-54	0,60:0,40	$(Si_{3,81}Al_{0,05}Fe_{0,14}^{3+})(Fe_{1,73}^{3+}Mg_{0,27})Mg_{0,12}K_{0,23}$
2	2-2-57-59	0,50:0,50	$(Si_{3,80}Al_{0,06}Fe_{0,14}^{3+})(Fe_{1,72}^{3+}Mg_{0,28})Mg_{0,13}K_{0,16}Ca_{0,03}$
Усредненные параметры для № 1 и 2		0,55:0,45	$(Si_{3,80}Al_{0,06}Fe_{0,14}^{3+})(Fe_{1,73}^{3+}Mg_{0,27})Mg_{0,13}K_{0,21}$
3	3-3-27-29	0,75:0,25	$(Si_{3,84}Al_{0,05}Fe_{0,11}^{3+})(Fe_{1,63}^{3+}Mg_{0,37})Mg_{0,07}K_{0,36}Ca_{0,02}$
4	4-1-104-105	0,80:0,20	$(Si_{3,85}Al_{0,03}Fe_{0,12}^{3+})(Fe_{1,63}^{3+}Mg_{0,37})Mg_{0,07}K_{0,37}$
5	4-2-23-25	0,70:0,30	$(Si_{3,88}Al_{0,06}Fe_{0,06}^{3+})(Fe_{1,64}^{3+}Mg_{0,36})Mg_{0,09}K_{0,29}$
Усредненные параметры для № 3, 4 и 5		0,75:0,25	$(Si_{3,86}Al_{0,05}Fe_{0,09}^{3+})(Fe_{1,63}^{3+}Mg_{0,37})Mg_{0,09}K_{0,33}$
Параметры для слюдистого компонента (селадонита)		1:0	$[Si_{3,98}(Al, Fe^{3+})_{0,05}](Fe_{1,60}^{3+}Mg_{0,40})K_{0,45}$
Параметры для смектитового компонента (нонтронита)		0:1	$[Si_{3,60}(Al, Fe^{3+})_{0,40}](Fe_{1,60}^{3+}Mg_{0,20})Mg_{0,30}$

(060) для изученных образцов. Из табл. 36 прежде всего следует, что с ростом слюдистого компонента d_{060} изученных образцов уменьшается от 1,5166 до 1,5144 Å. Однако значение этого параметра существенно выше, чем у селадонита, для которого $d_{060} \leq 1,510$ Å. Такое несоответствие обусловлено низким содержанием катионов К в слюдистых межслоях, высокой степенью железистости октаэдров и замещением в тетраэдрах Si преимущественно на Fe^{3+} .

Важно еще раз подчеркнуть, что данные ЭКТ для образцов из нижней части разреза свидетельствуют о высокой степени трехмерной упорядоченности 2:1 слоев, характерной для истинных слюд политипной модификации 1М.

Таким образом, детальный анализ всей совокупности структурно-кристаллических данных изученных образцов свидетельствует, что в разрезе наблюдается процесс селадонитизации за счет преобразования нонтронитового компонента. Этот процесс сопровождается привнесом и фиксацией катионов К в разбухающих межслоях, выносом Fe^{3+} из тетраэдров и октаэдров 2:1 слоев, вхождением Mg в октаэдрические позиции с параллельным повышением структурной упорядоченности минералов.

В составе зеленых гидротермальных глин главным компонентом является Fe^{3+} при крайне низких, следовых количествах Al и весьма умеренных, постоянных — Mg. В относительно чистых разностях гидротермальных глин величина отношения $Fe/(Fe + Mg + Al)$ составляет 0,8–0,9 (см. рис.62), что резко отличает их от глинистых компонентов карбонатных илов нижней половины разреза, в которых величины $Fe/(Fe + Mg + Al)$ редко превышают 0,4. Различия между глинистыми компонентами гидротермальных осадков и глинистых карбонатных илов особенно резко проявляются при сопоставлении величин отношения $Al/(Fe + Mg + Al)$ в разрезе: в первых эта величина редко более 0,05, тогда как во вторых, как правило, около 0,3–0,5. Сопоставляя эти данные (см. рис. 62) с величинами отношений, вычисленными для типовых разностей монтмориллонита, иллита, селадонита, глауконита и нонтронита [Weaver, Pollard, 1973; Wise, Eugster, 1964; Kegg, 1950], можно заключить, что глинистые компоненты карбонатных илов нижней части разреза представлены слабжелезистым монтмориллонит-илли-

Заряд сеток		$d_{001}, \text{Å}$	$d_{060}, \text{Å}$	$b, \text{Å}$
тетраэдрический	октаэдрический			
0,19	0,27	12,0	1,5163	9,098
0,20	0,28	12,3	1,5166	9,100
0,20	0,27	—	—	—
0,16	0,37	10,9	1,5146	9,088
0,15	0,37	10,7	1,5148	9,089
0,12	0,36	11,2	1,5144	9,086
0,14	0,37	—	—	—
0,05	0,40	—	—	—
0,40	0,20	—	—	—

том. Отметим, что величины отношения $K/(Fe + Mg + Al)$ в разрезе мало отклоняются от 0,1 (см. рис. 62), что не противоречит сделанным выводам.

Аспекты геохимии. Характерной геохимической чертой рассматриваемых гидротермальных осадков является выраженное разделение Mn и Fe в их главных типах. В зеленых глинах, концентрирующих основную часть Fe, практически не аккумулируется Mn, тогда как в корковидных образованиях, сложенных гидроокислами Mn, отмечаются незначительные количества Fe (см. табл. 34). Эта особенность отчетливо видна в распределении величин отношения Mn/Fe в разрезе (см. рис. 69).

Интересно, что в нижней части разреза, сложенной фораминиферо-наннофоссилиевыми осадками, величины Mn/Fe заметно превышают значения, характерные для базальтов, карбонатных и глинистых осадков океана [Turekian, Wedepohl, 1961]. Более того, наблюдается отчетливая тенденция роста величин Mn/Fe к верхам осадочной карбонатной пачки, что может быть интерпретировано как свидетельство нарастающей со временем относительно низкотемпературной гидротермальной активности в связи с активизацией данного разломного участка.

Этот вывод находит подтверждение в согласованном изменении величин Mn/Fe и Ba/Ti как характерного индикатора гидротермальной активности. Отметим, что значения отношения Ba/Ti как в гидротермальных отложениях, особенно в разностях, сложенных гидроокислами Mn (обр. 1—2—65—67), так и в фораминиферо-наннофоссилиевых илах, существенно выше, чем в базальтах, океанских карбонатных и глинистых осадках (см. рис. 69) [Turekian, Wedepohl, 1961].

Величины Ba/Sr с определенностью позволяют разделить относительно высокотемпературные гидротермальные осадки, представленные зелеными глинами, и сравнительно низкотемпературные разности, сложенные гидроокислами Mn (см. рис. 69). Особенно четко различаются значения этого отношения для гидротермальных осадков в целом и для фораминиферо-наннофоссилиевых илов (см. рис. 69). Тем не менее последние характеризуются величинами Ba/Sr, примерно в 10—20 раз превышающими эту характеристику для глубоководных океанских карбонатных осадков [Turekian, Wedepohl, 1961], что свидетельствует о заметной гидротермальной активности данного участка во время биогенной карбонатной седиментации, предшествующей главному гидротермальному этапу.

Скважина 507D (табл. 37; рис. 70, 71)

Скв. 507D располагается на гидротермальном холме (глубина океана в этой точке 2699 м) в пределах небольшого участка района гидротермальных холмов (1 X 2 км), на котором были исследованы также скв. 507F и 507H. Скважиной вскрыты 26-метровая пачка зеленых гидротермальных глин, в отдельных интервалах перемежающихся с кремнистыми фораминиферовыми наннофоссилиевыми илами, и нижняя 10-метровая пачка фораминиферовых наннофоссилиевых илов. Данные по литологии и строению разреза приведены в предварительном отчете о 70-м рейсе [Initial Reports..., 1983].

Минералогия. Гидротермальные осадки представлены преимущественно зелеными глобулярными глинами. По данным рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектроскопии выделяются два типа таких глин. К первому принадлежит глины, сложенные непрерывным рядом высокожелезистых смешаннослойных фаз с различным содержанием слюдистых и смектитовых слоев. Особенностью рентгеновских дифрактограмм глин этого типа является слабая выраженность дифракционных максимумов, их платообразный характер, что не позволяет оценить соотношения разных слоев (обр. 2—1—30—32, 6—2—43—45, 7—3—131—135 и 8—1—77—79). Второй тип представлен смешаннослойной фазой Fe-слюда—Fe-смектит с соотношением 0,7:0,3 и с неупорядоченным чередованием (обр. 3—1—80—82, 3—3—21—23, 4—2—45—47 и 5—3—28—30; см. рис. 70). Особо выделяется обр. 4—1—62—64, в котором отчетливо наблюдается тенденция к сегрегации слоев разных типов.

При рассмотрении распределения отношения $Fe/(Fe + Mg + Al)$ в разрезе обращает на себя внимание то, что в нижней части пачки гидротермальных осадков (обр. 6—2—43—45 и ниже), где преобладают зеленые глины первого типа, величина данного отношения не превышает 0,8, тогда как для смешаннослойных фаз с относительной сегрегированностью селадонитовых и нонtronитовых слоев данный показатель превышает 0,85, достигая 0,9 (см. рис. 70 и табл. 37). На основе изучения этих осадков под микроскопом можно утверждать, что снижение железистости зеленых глин связано

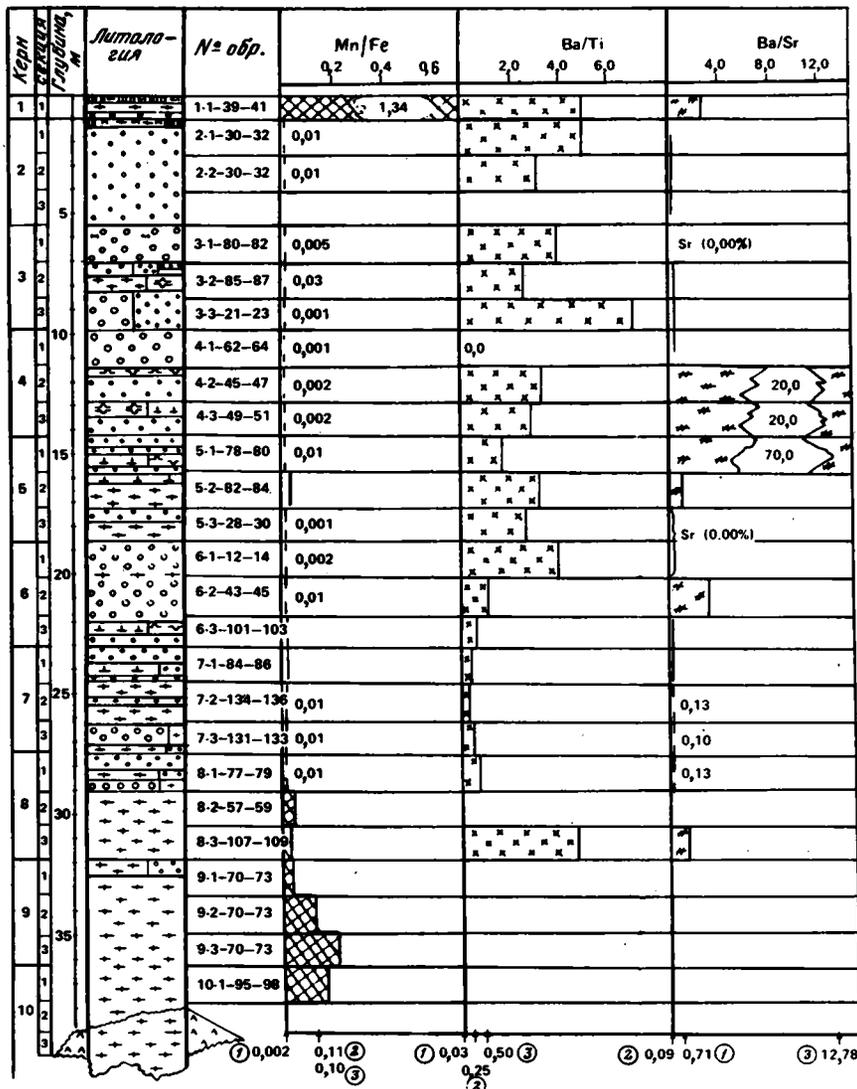


Рис. 71. Распределение величин отношений Mn/Fe, Ba/Ti, Ba/Sr в разрезе позднекайнозойских отложений скв. 507 D

Литология — см. на рис. 62, остальные условные обозначения — см. на рис. 69

с их загрязнением продуктами, остаточными после растворения кремнисто-карбонатных илов в результате воздействия гидротермальных растворов. Таким образом, наметившаяся при изучении скв. 509B тенденция возрастания седлонизации с глубиной свойственна и данному разрезу, за исключением нижней части зеленых глин, загрязненных остаточными продуктами растворения.

Так же как и в скв. 509B (см. рис. 62), глинистый материал фораминиферовых нанофоссилийных илов отличается относительно более высокими количествами Al, чем зеленые гидротермальные глины.

Аспекты геохимии. Тенденции в распределении отношений Mn/Fe, Ba/Ti и Ba/Sr, установленные при изучении осадков скв. 509B (см. рис. 69), в целом характерны и для изучаемого разреза (см. рис. 71). Наблюдаемые отклонения, по-видимому, связаны

Таблица 37

Химический состав верхнекайнозойских отложений скв. 507D
(вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO
1-1-39-41	16,44	0,11	3,60	3,27	3,95
2-1-30-32	44,45	0,05	1,37	27,96	0,24
2-2-77-79	39,62	0,24	5,51	11,22	0,11
3-1-80-82	45,83	0,06	1,68	26,42	0,11
3-2-85-87	44,27	0,35	8,54	7,91	0,18
3-3-21-23	47,65	0,02	0,88	28,67	0,03
4-1-62-64	48,94	0,004	0,38	29,36	0,02
4-2-45-47	48,37	0,05	1,40	27,05	0,04
4-3-49-51	44,94	0,11	3,01	22,58	0,05
5-1-78-80	52,46	0,29	9,81	8,47	0,08
5-2-82-84	12,55	0,11	2,99	3,90	0,22
5-3-28-30	47,89	0,06	1,30	27,71	0,03
6-1-12-14	47,22	0,02	0,76	29,30	0,05
6-2-43-45	34,75	0,20	4,87	13,90	0,11
6-3-101-103	16,07	0,08	2,23	7,69	0,22
7-1-84-86	19,82	0,08	2,39	9,12	0,23
7-2-134-136	29,52	0,05	2,13	15,40	0,14
7-3-131-133	26,22	0,03	1,11	14,59	0,17
8-1-77-79	24,13	0,06	1,63	13,10	0,17
8-2-57-59	8,56	0,04	1,50	4,16	0,34
8-3-107-109	11,50	0,11	3,26	3,28	0,18
9-1-70-73	10,13	0,08	2,54	3,38	0,20
9-2-70-73	6,45	0,06	2,18	1,54	0,20
9-3-70-73	7,51	0,07	2,31	1,42	0,29
10-1-95-98	8,95	0,12	2,73	1,81	0,28

с загрязняющей и разбавляющей ролью продуктов растворения кремнисто-карбонатных осадков при взаимодействии этих остатков с гидротермальными растворами.

Скважина 507F (табл. 38; рис. 72, 73)

Скважина 507F располагается в 50 м к запад-северо-западу по простиранию гидротермального холмовидного хребта от рассмотренной выше скв. 507D. Глубина океана здесь 2704 м. По данным бортового описания, скважина пробурена на фланге холма.

Таблица 38

Химический состав верхнекайнозойских отложений скв. 507F
(вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO
1-1-80-82	11,46	0,06	1,90	1,01	0,40
2-2-80-82	47,28	0,03	1,06	28,08	0,03
2-3-53-55	44,29	0,22	5,49	18,68	0,07
2-3-118-120	41,73	0,29	6,96	13,13	0,10
3-1-68-70	20,70	0,13	3,64	4,21	0,39
3-3-68-70	15,98	0,11	3,11	3,73	0,29
4-3-71-73	9,86	0,08	2,57	1,81	0,24
5-2-75-77	9,00	0,07	2,47	2,32	0,20
6-2-75-77	9,58	0,09	2,92	2,02	0,21
7-1-70-72	8,05	0,08	2,62	1,58	0,21
7-2-70-72	12,46	0,13	3,71	1,98	0,18
7-3-70-72	17,13	0,43	4,68	4,31	0,30
8-1-70-72	12,53	0,13	2,47	24,79	0,47
9-1-20-22	9,02	0,09	2,45	2,51	0,55

MgO	CaO	P ₂ O ₅	N ₂ O	K ₂ O	BaO	SrO
1,61	28,92	0,14	4,44	0,51	0,39	0,15
3,18	Нет	0,08	3,38	1,26	0,168	Нет
3,48	2,40	0,13	9,24	1,42	0,498	"
3,42	Нет	0,07	4,33	1,98	0,175	"
3,32	2,57	0,12	8,54	1,57	0,607	"
3,24	Нет	0,05	2,89	1,98	0,082	"
3,37	"	0,02	2,25	2,86	Нет	"
3,73	"	0,06	3,43	2,00	0,107	0,006
4,28	"	0,06	5,67	2,37	0,223	0,008
2,75	0,40	0,09	7,02	2,92	0,309	0,005
1,45	36,68	0,10	3,07	0,53	0,213	0,204
4,57	Нет	—	3,56	2,74	0,085	Нет
3,25	0,90	0,05	2,84	2,28	0,043	"
4,02	10,14	0,10	6,94	1,78	0,148	0,05
2,07	33,49	0,04	3,29	0,64	0,032	0,199
2,45	30,31	0,07	3,13	1,25	0,019	0,141
3,53	21,55	0,06	2,93	1,60	0,012	0,097
3,40	24,02	0,04	3,08	1,31	0,012	0,124
2,96	25,52	0,04	3,21	1,41	0,021	0,183
1,23	45,69	0,04	2,05	0,48		0,177
1,31	37,86	0,05	2,72	0,50	0,315	0,230
1,02	43,25	0,04	2,27	0,48	—	0,184
0,63	47,31	0,01	2,00	0,31	—	0,199
0,77	46,54	0,03	2,14	0,34	—	0,214
1,15	44,77	0,01	2,40	0,37	—	0,140

В верхних 15 м кремнистых фораминиферовых наннофоссилийных осадков присутствует 2-метровая пачка зеленых гидротермальных глин. Ниже залегают фораминиферовые наннофоссилийные илы.

Минералогия. Зеленые гидротермальные глины, по данным рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектроскопии, представлены двумя типами смешаннослойных высокожелезистых фаз слюда-сметит с отношением слюдяных и смектитовых слоев 0,8:0,2 и 0,2:0,8, чередующихся в полном беспорядке (обр. 2—2—80—82). Отмечается примесь

MgO	CaO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	SrO
0,78	42,93	0,03	2,72	0,33	—	0,120
3,42	Нет	0,03	2,76	1,59	0,067	Нет
3,67	"	0,09	6,35	1,33	0,510	0,027
4,07	0,22	0,11	8,90	1,72	0,536	0,02
1,72	32,86	0,09	4,05	0,63	0,370	0,162
1,22	37,82	0,08	3,50	0,54	0,304	0,171
1,03	44,30	0,03	2,66	0,32	0,182	0,211
0,74	45,31	0,05	2,37	0,39	0,243	0,192
0,77	45,15	0,05	2,33	0,42	0,236	0,183
0,69	46,01	0,05	2,28	0,31	0,201	0,169
1,14	42,70	0,04	2,49	0,42	0,326	0,132
2,22	39,16	0,13	1,99	0,32	0,155	0,088
1,51	28,13	0,09	2,09	0,47	—	0,095
1,37	43,29	0,04	1,90	0,19	—	0,134

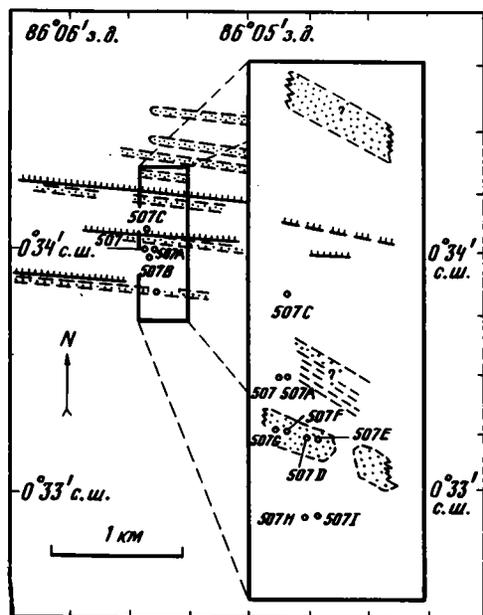
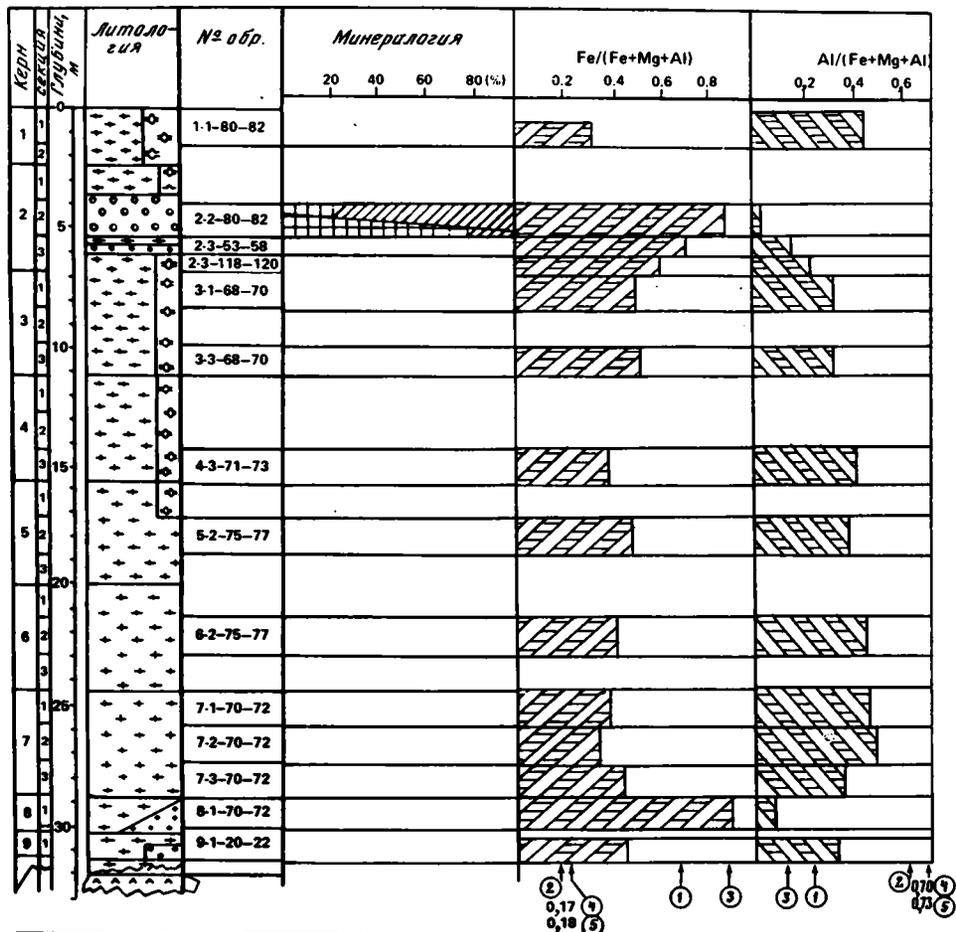


Рис. 72. Распределение минеральных компонентов и величин отношений Fe/(Fe + Mg + Al) и Al/(Fe+Mg+Al) в разрезе позднекрейской отложений скв. 507F. На врезке показано расположение скважин станции 507

Условные обозначения — см. на рис. 62

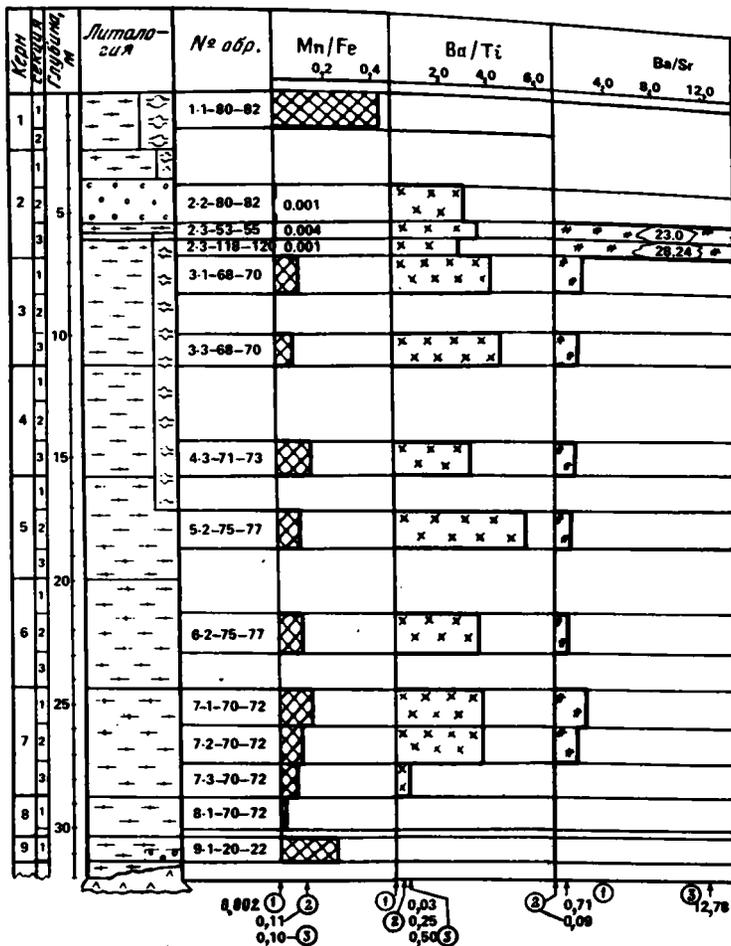


Рис. 73. Распределение величин отношений Mn/Fe, Ba/Ti и Ba/Sr в разрезе позднекайнозойских отложений скв. 507F

Литология — см. на рис. 62, остальные условные обозначения — на рис. 69

полевых шпатов и кварца (см. рис. 72). Так же как и в случае скв. 509B, в рассматриваемом разрезе глинистые компоненты гидротермальных и кремнисто-карбонатных пелагических осадков резко различаются по содержанию Fe и Al. Эти различия отражены в распределении отношений $Fe/(Fe + Mg + Al)$ и $Al/(Fe + Mg + Al)$ (см. рис. 72). Судя по этим данным, глинистое вещество кремнисто-карбонатных осадков представлено слабоземистым монтмориллонит-иллитом, т.е. компонентами, существенно отличными по своей природе от гидротермальных глин.

Аспекты геохимии. Основные тенденции в распределении величин отношений Mn/Fe, Ba/Ti и Ba/Sr, установленные при изучении гидротермальных и пелагических осадков в скв. 509B (см. рис. 69), отмечаются и для рассматриваемого разреза (см. рис. 73). Однако при сопоставлении данных обращают на себя внимание относительно меньшие значения этих отношений, что можно интерпретировать как следствие несколько ослабленного влияния гидротермальных эксгаляций на седиментацию. Положение скважины на фланге гидротермального холма и относительно малая доля гидротермальных осадков (2 м) в общем разрезе отложений (29 м) не противоречат такому толкованию.

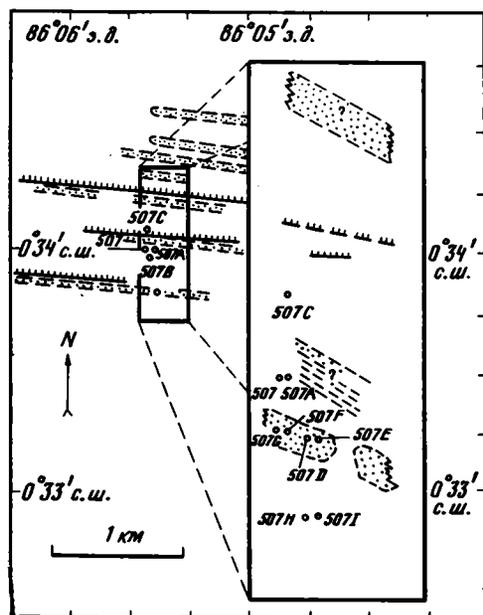
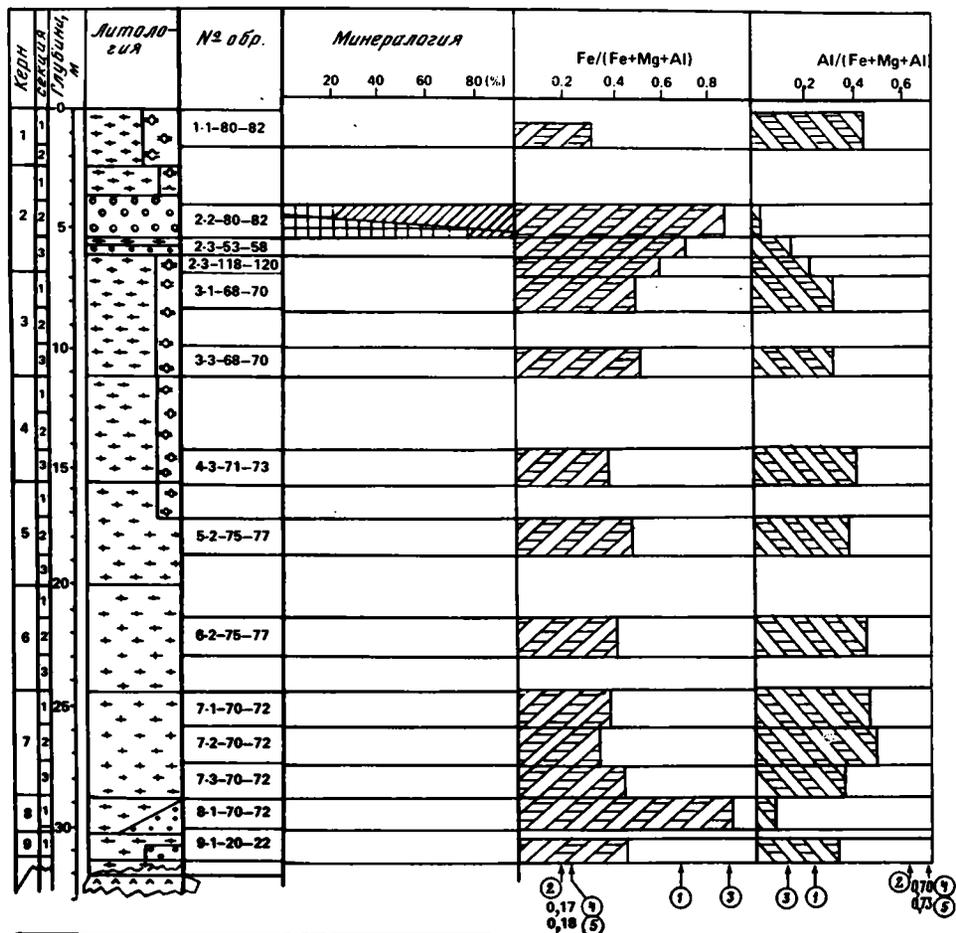


Рис. 72. Распределение минеральных компонентов и величин отношений Fe/(Fe + Mg + Al) и Al/(Fe+Mg+Al) в разрезе позднекрейской отложений скв. 507F. На врезке показано расположение скважин станции 507

Условные обозначения — см. на рис. 62

Скважина 507Н (табл. 39; рис. 74, 75)

Скважина 507Н была пробурена в 200 м к югу от скв. 507D, на участке, удаленном от гидротермальных холмов, (глубина океана здесь 2700 м), и вскрыла 32-метровую пачку пелагических осадков, включающую (сверху вниз) 13–14 м кремнистых фораминиферовых наннофоссилиевых илов, 4 м слабокремнистых разностей и 14–15 м фораминиферовых наннофоссилиевых осадков, без сколько-нибудь заметных признаков зеленых гидротермальных глин [Initial Reports . . . , 1981].

Минеральный состав собственно пелагических осадков близок к соответствующим разновидностям, описанным для скв. 509В (см. рис. 62 и 69). В распределении величин отношения $Fe/(Fe + Mg + Al)$ и $Al/(Fe + Mg + Al)$ в разрезе скв. 507Н (см. рис. 74) обращает на себя внимание относительная монотонность, свидетельствующая о том, что глинистые компоненты представлены слабжелезистым монтмориллонит-иллитом.

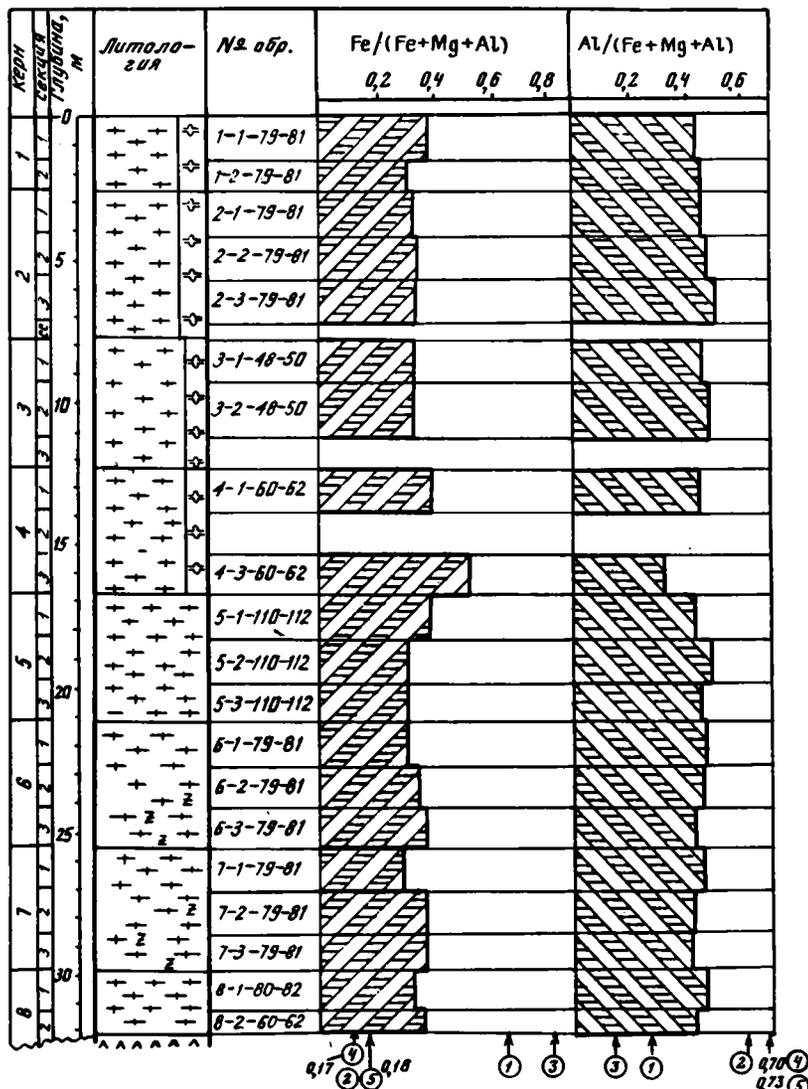
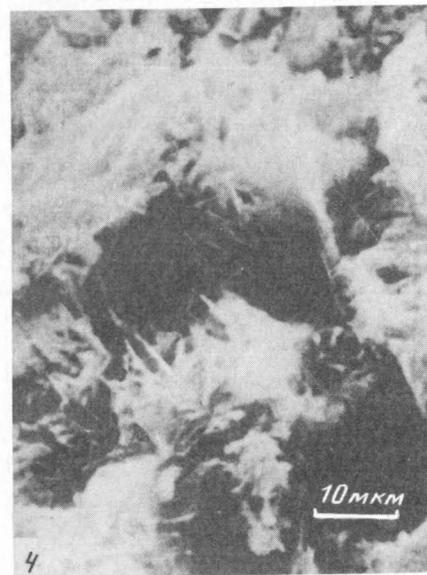
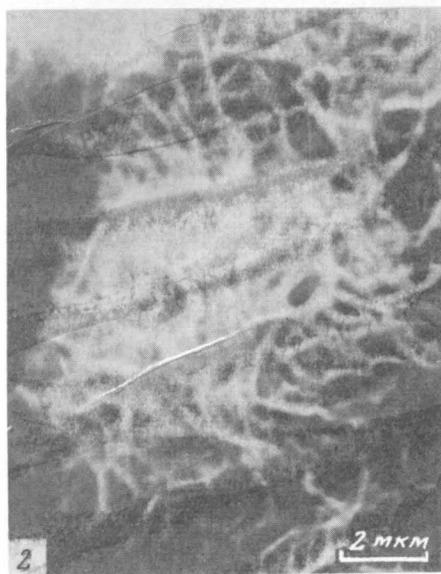
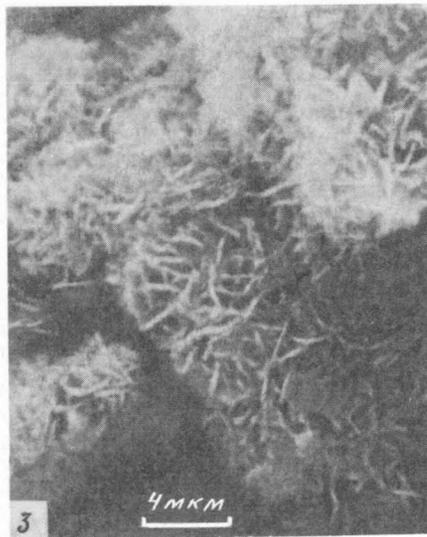
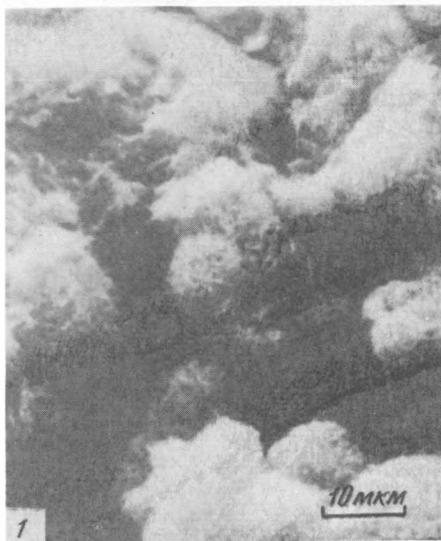
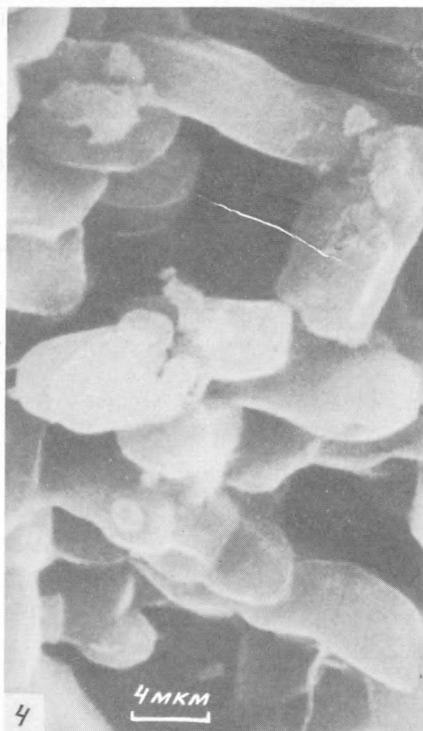
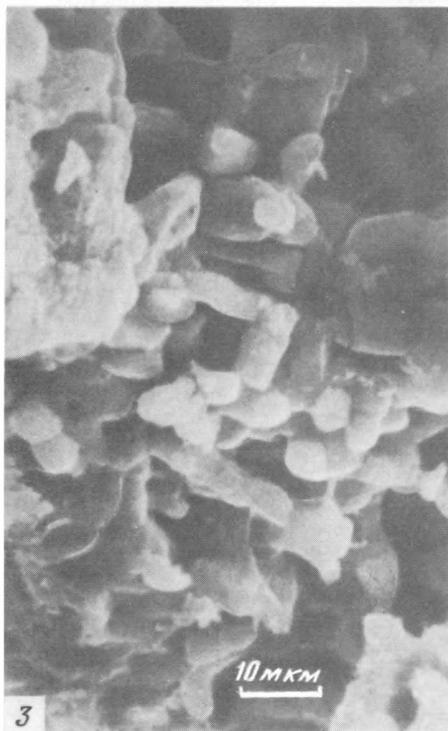
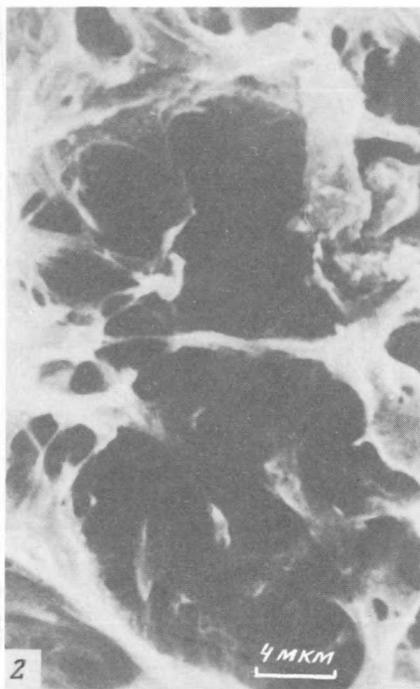
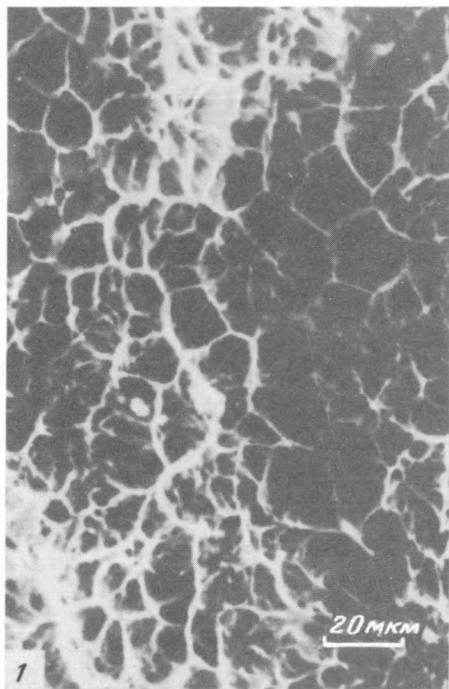
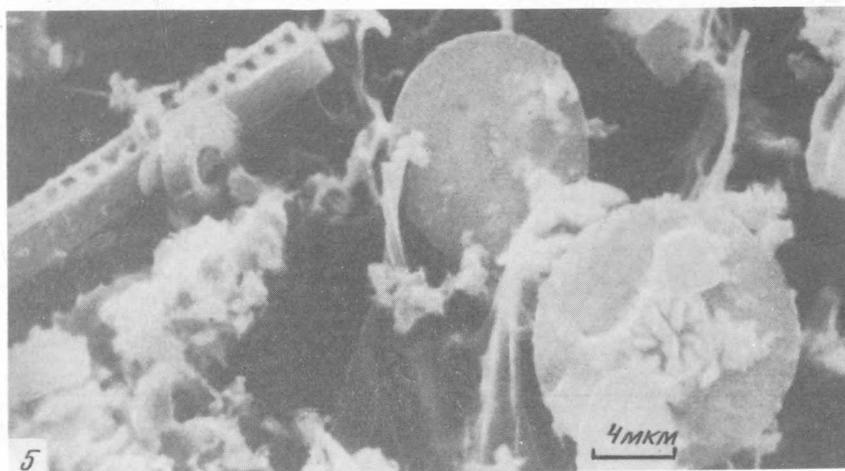
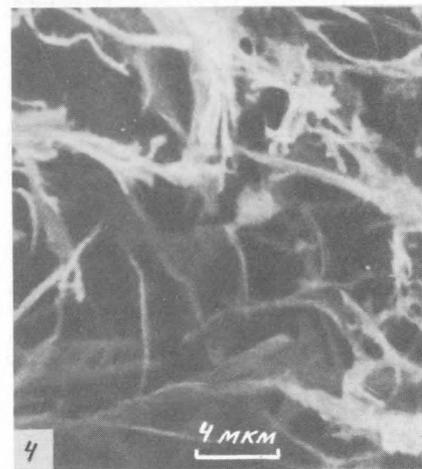
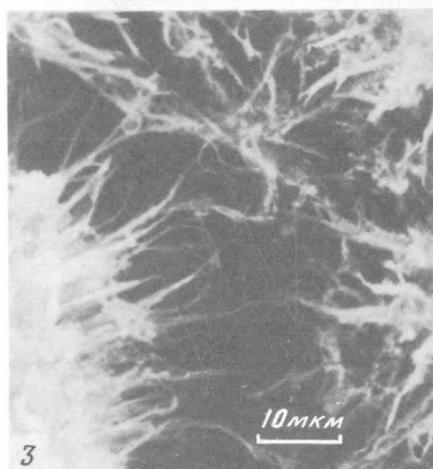
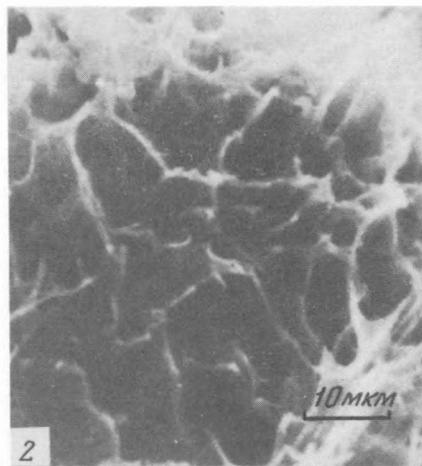
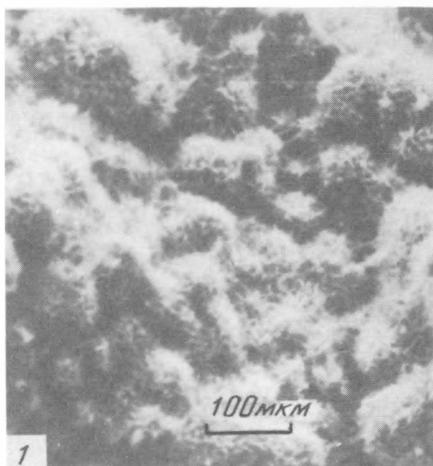


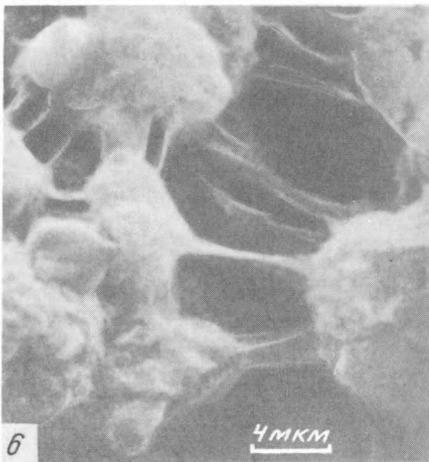
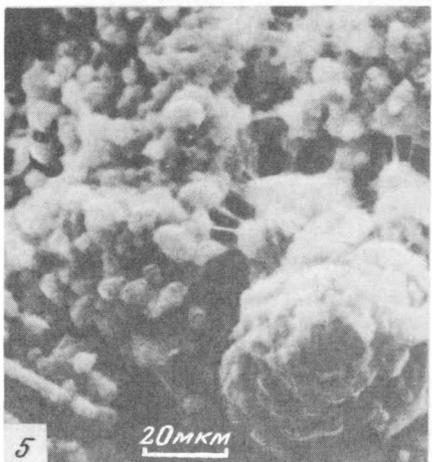
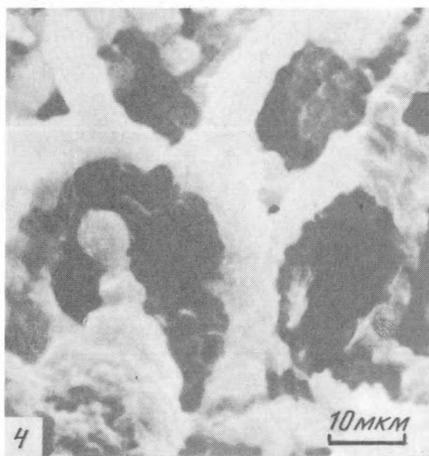
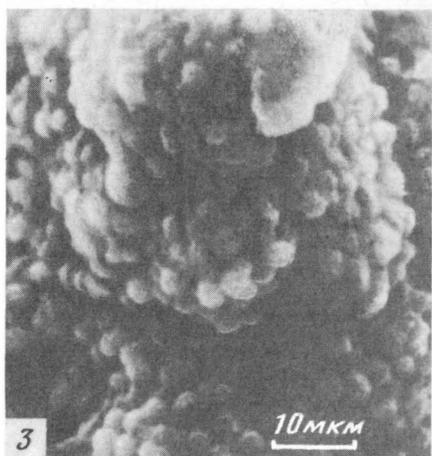
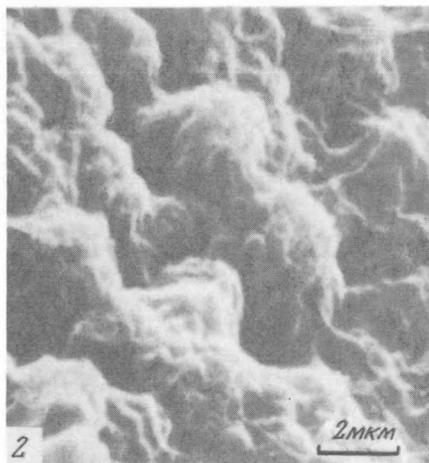
Рис. 74. Распределение величин отношений $Fe/(Fe+Mg+Al)$ и $Al/(Fe+Mg+Al)$ в разрезе позднейкайнозойских отложений скв. 507Н

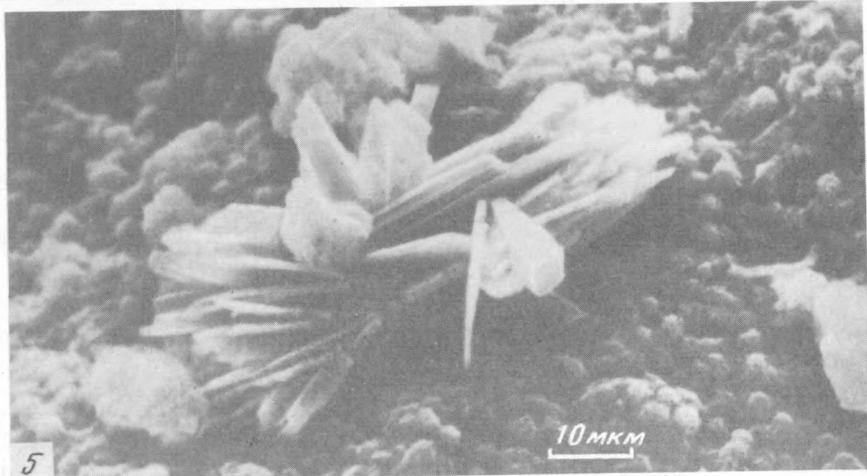
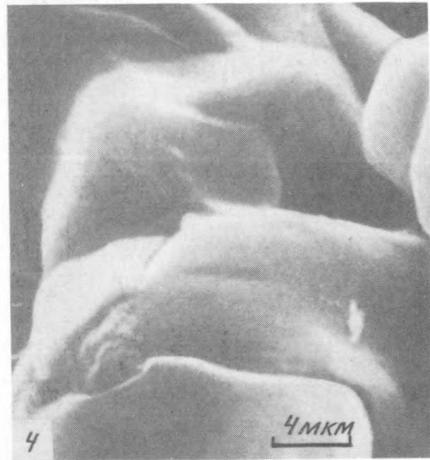
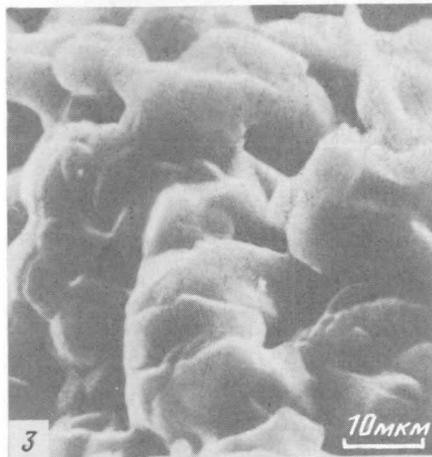
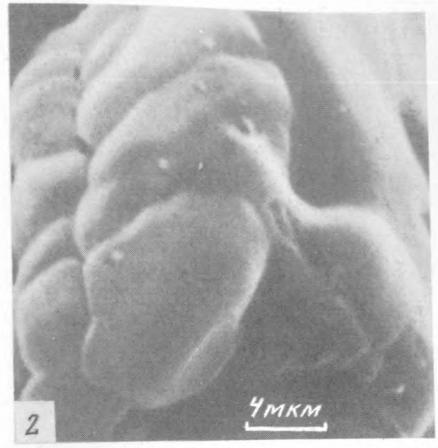
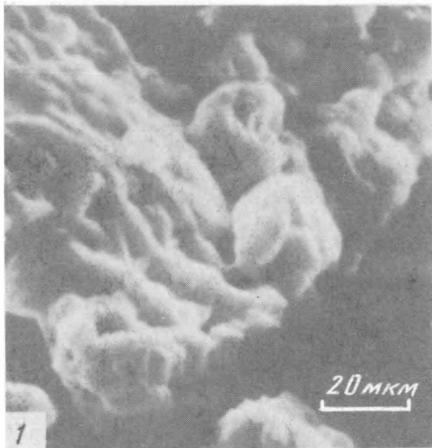
Условные обозначения — см. на рис. 62

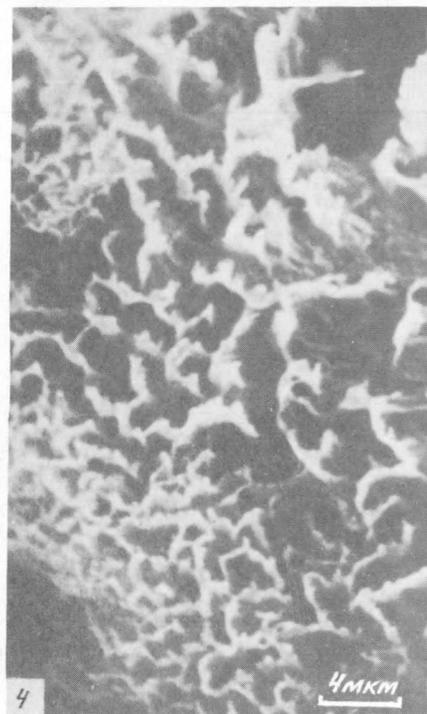
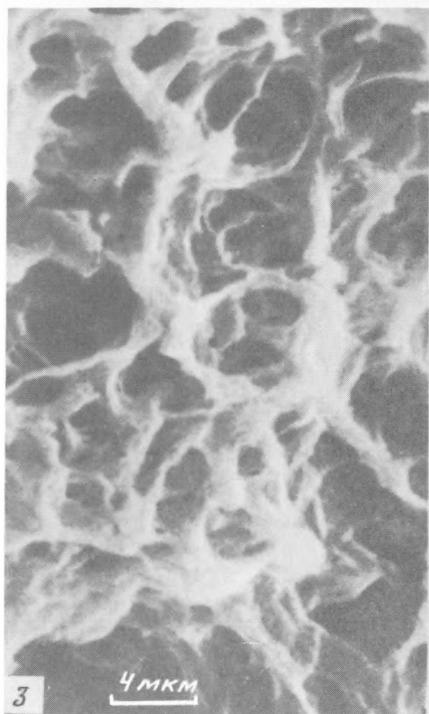
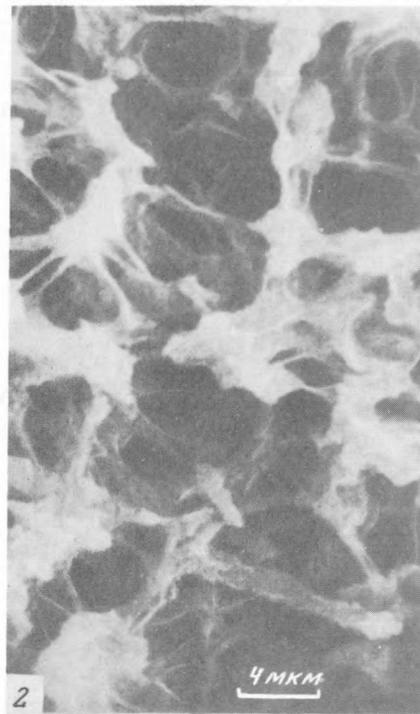
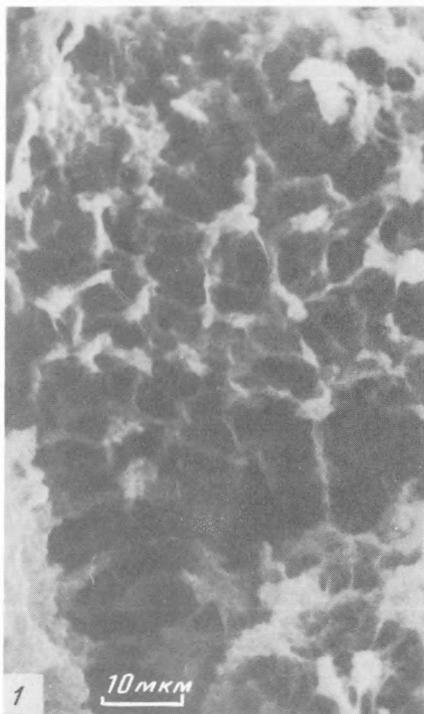


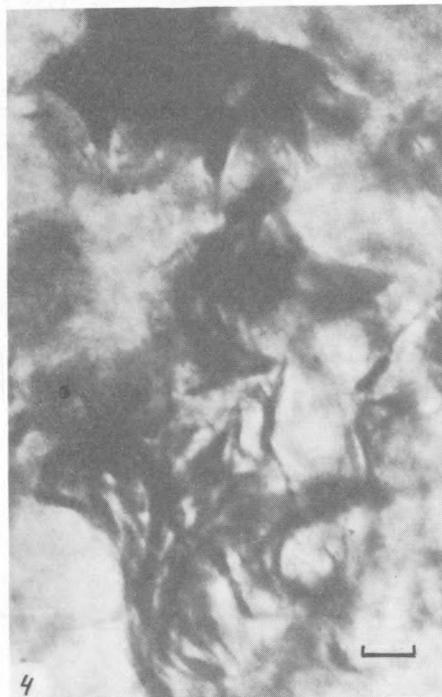
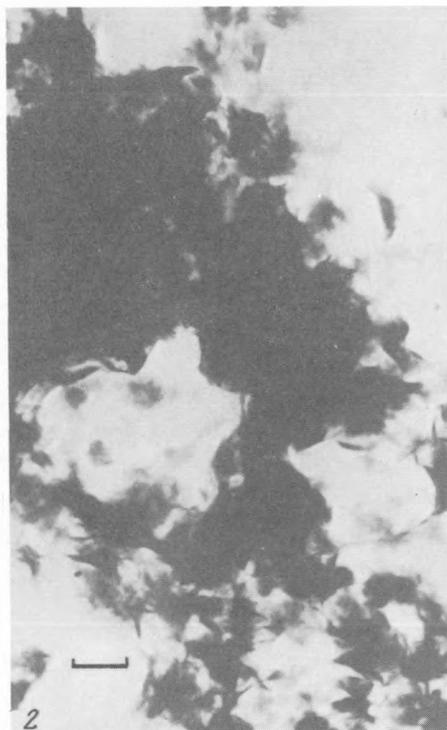


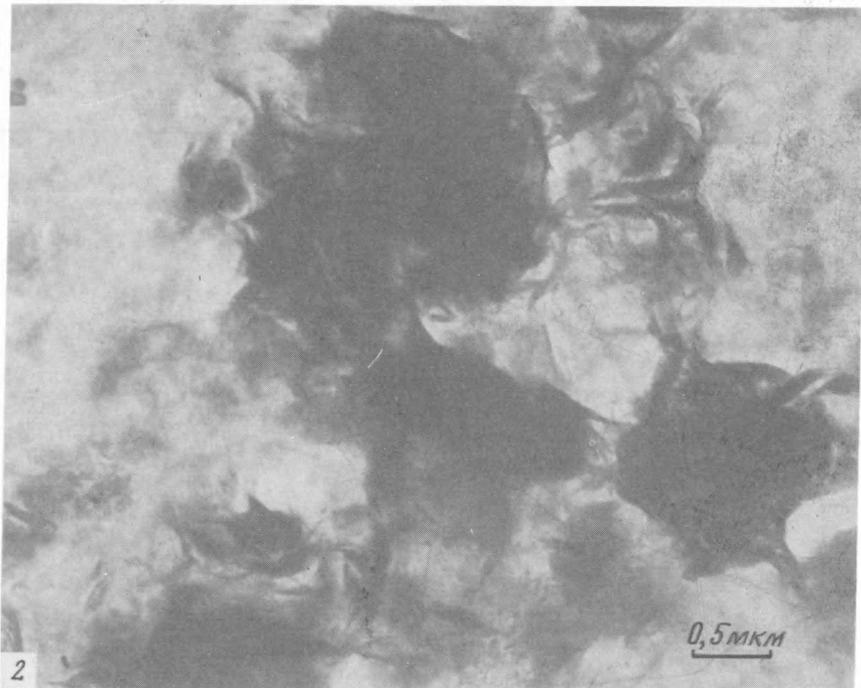
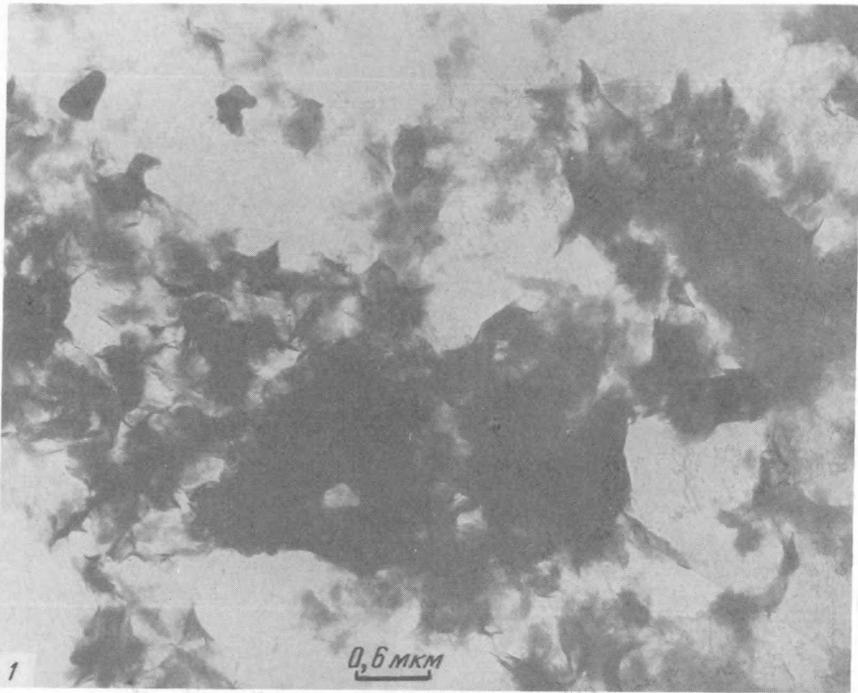












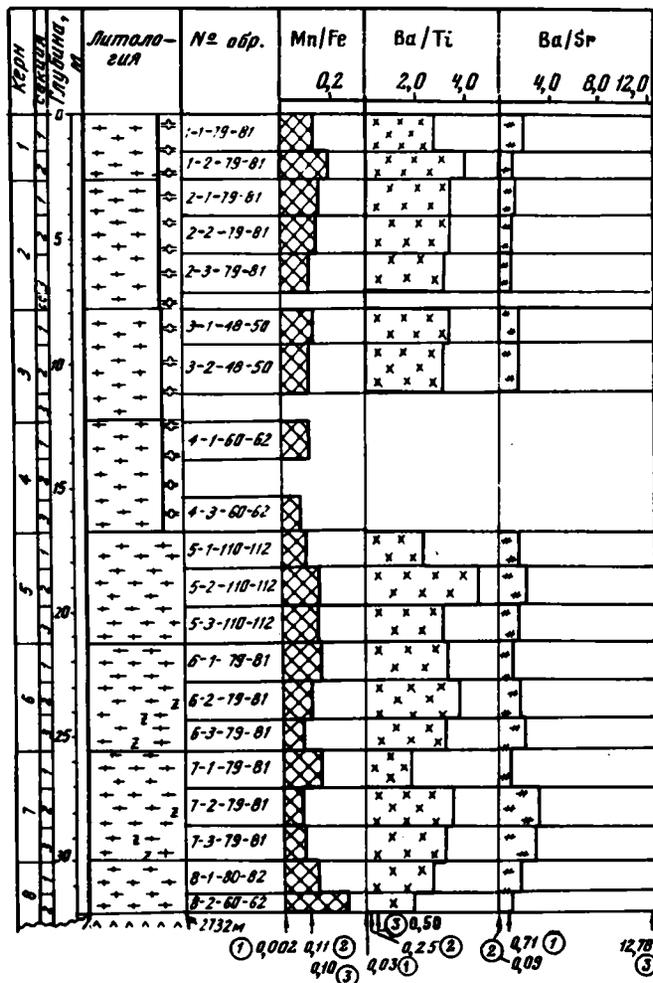


Рис. 75. Распределение величин отношений Mn/Fe, Ba/Ti, Ba/Sr в разрезе позднекайнозойских отложений скв. 507H

Литология — см. на рис. 62, остальные условные обозначения — на рис. 69

Сколько-нибудь выраженных признаков гидротермальных глин, для которых характерны крайне низкие значения $Al/(Fe + Mg + Al) \ll 0,1$, в этом разрезе не установлено. Величины отношений Mn/Fe, Ba/Sr и особенно Ba/Ti несколько превышают значения аналогичных характеристик для глубоководных карбонатных осадков, что может свидетельствовать о влиянии гидротермальных эксгальция на кремнисто-карбонатную седиментацию на этом участке. Однако по сравнению со скважинами, пробуренными на вершинах гидротермальных холмов и соответственно менее удаленными от разломов в фундаменте, воздействие гидротерм на седиментацию в данном разрезе проявлено относительно слабо (см. рис. 69, 75).

Скважина 506 (табл. 40; рис. 76, 77)

Станция 506 представляет собой сравнительно ограниченный участок (1 × 2 км) поля относительно крупных гидротермальных холмов и хребтов (высотой 15–20 м), характеризующихся высокими значениями теплового потока и значительной гидротермальной активностью [Initial reports . . . , 1981].

Таблица 39
Химический состав верхнекайнозойских отложений скв. 507Н
(вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO
1-1-79-81	19,82	0,11	2,94	1,94	0,24
1-2-79-81	21,50	0,10	2,75	1,49	0,25
2-1-79-81	25,97	0,12	3,36	1,85	0,24
2-2-79-81	23,31	0,17	4,34	2,40	0,32
2-3-79-81	19,42	0,13	3,88	2,01	0,19
3-1-48-50	23,14	0,13	3,69	2,07	0,23
3-2-48-50	27,82	0,18	4,95	2,65	0,28
4-1-60-62	16,33	0,10	3,09	2,13	0,21
4-3-60-62	13,78	0,07	2,41	3,08	0,20
5-1-110-112	12,40	0,12	3,14	2,11	0,17
5-2-110-112	13,57	0,09	3,13	1,51	0,20
5-3-110-112	9,51	0,09	2,45	1,31	0,17
6-1-79-81	7,55	0,07	2,28	1,20	0,17
6-2-79-81	9,12	0,09	2,71	1,63	0,17
6-3-79-81	11,67	0,12	3,27	2,16	0,16
7-1-79-81	8,95	0,08	2,55	1,25	0,17
7-2-79-81	15,85	0,14	4,08	2,74	0,18
7-3-79-81	12,49	0,15	3,55	2,47	0,17
8-1-80-82	8,73	0,10	2,71	1,47	0,19
8-2-60-62	8,72	0,09	2,61	1,68	0,38

Таблица 40
Химический состав верхнекайнозойских отложений скв. 506
(вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO
1-1-19-21	12,41	0,08	2,50	1,70	1,46
2-2-86-88	10,21	0,07	1,67	1,04	0,29
2-2-87-89	33,41	0,22	5,54	9,99	0,14
3-1-97-99	42,50	0,23	5,52	17,04	0,11
3-2-63-65	15,75	0,15	3,80	3,45	0,17
3-2-136-138	47,11	0,014	0,38	28,35	0,08
3-3-38-40	47,55	0,05	1,10	26,57	0,06
4-1-77-79	44,61	0,24	5,44	18,64	0,15
4-2-110-112	40,16	0,08	1,92	20,27	0,16
4-3-100-102	44,61	0,25	5,42	18,26	0,14

Скважина 506 пробурена на вершине гидротермального холма (глубина океана здесь 2714 м). Подчеркнем, что истинная стратиграфическая последовательность начинается с верха керна 2 (см. рис. 76). Общая мощность пачки гидротермальных глин 9,5 м; ниже располагается 10-метровая пачка фораминиферовых наннофоссилиевых илов.

Минералогия. Зеленые гидротермальные глины, по данным рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектроскопии, представлены гаммой смешаннослойных неупорядоченных фаз слюда-сметтит, присутствующих в относительных количествах 0,8:0,2 (обр. 3-2-136-138, 3-3-38-40 и 4-2-110-112) [Дриц, Сахаров, 1976]. В незначительных количествах в образцах наблюдается биоморфный кальцит. Примечательной особенностью отмеченных выше образцов зеленых гидротермальных глин является их высокая железистость при весьма низких количествах Al (см. табл. 40): $Fe/(Fe + Mg + Al) > 0,75$, тогда как $Al/(Fe + Mg + Al) < 0,10$ (см. рис. 76). В отличие

	MgO	CaO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	CrO
	1,24	32,38	0,08	3,37	0,42	0,192	0,108
	1,20	33,90	0,08	3,31	0,39	0,251	0,244
	1,48	30,11	0,06	3,98	0,49	0,267	0,223
	1,44	33,65	0,10	3,16	0,59	0,376	0,383
	1,13	35,16	0,06	2,60	0,53	0,284	0,283
	1,37	31,65	0,05	3,54	0,58	0,303	0,227
	1,72	33,31	0,11	3,81	0,70	0,395	0,289
	0,94	38,4	0,03	2,94	0,36	—	0,084
	1,04	39,79	0,05	3,11	0,41	—	0,095
	1,14	42,93	0,03	2,58	0,41	0,191	0,130
	1,08	41,78	0,06	2,47	0,55	0,255	0,125
	1,09	45,83	0,03	2,14	0,32	0,178	0,127
	0,90	46,99	0,03	1,90	0,29	0,141	0,143
	0,95	45,02	0,02	2,13	0,33	0,210	0,130
	1,27	42,88	0,07	2,49	0,42	0,259	0,126
	1,20	45,87	0,001	2,14	0,31	0,104	0,124
	1,51	39,14	0,11	2,73	0,62	0,355	0,122
	1,52	42,68	0,04	2,58	0,45	0,330	0,113
	1,01	44,23	0,04	2,53	0,45	0,190	0,117
	1,10	45,01	0,04	1,9	0,32	0,137	0,142

	CaO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	BaO	SrO
	41,08	0,15	2,81	0,34	0,85	0,30	0,25
	45,20	0,10	2,20	0,30	0,84	0,260	0,26
	13,72	0,12	6,27	1,41	3,06	0,54	0,11
	1,00	0,10	7,48	1,99	4,11	0,594	0,03
	37,32	0,09	3,29	0,55	1,40	0,283	0,21
	0,70	0,02	2,17	2,73	3,69	0,05	—
	0,3	0,03	4,09	2,48	3,93	0,280	0,02
	0,65	0,10	5,51	2,19	4,33	0,648	0,02
	5,87	0,04	2,53	2,51	4,55	0,268	0,04
	1,98	0,08	4,97	2,40	4,69	0,527	0,02

от этой группы относительно однородных образцов залегающая ниже зеленая глина (обр. 4—3—100—102) представлена непрерывной гаммой смешаннослойных фаз переменного состава, для которой соотношения между слоями слюдястого и смектитового состава установить крайне трудно. Отмечаются заметные количества филлипсита и кварца. Характерно, что этот образец характеризуется относительно повышенным содержанием алюминия: $Al / (Fe + Mg + Al) > 0,15$. Особенности химизма и минерального состава данной разности зеленой глины позволяют считать, что она заметно обогащена остаточными продуктами растворения пелагических кремнисто-карбонатных илов.

Аспекты геохимии. Отмечавшиеся в рассмотренных выше разрезах гидротермальных и пелагических осадков особенности распределения Mn, Fe, Ba, Sr наблюдаются и в разрезе скв. 506 (см. табл. 40): резкая обедненность зеленых гидротермальных глин марганцем ($Mn/Fe < 0,05$), относительно высокие величины в них Ba/Ti и Ba/Sr (см. рис. 77).

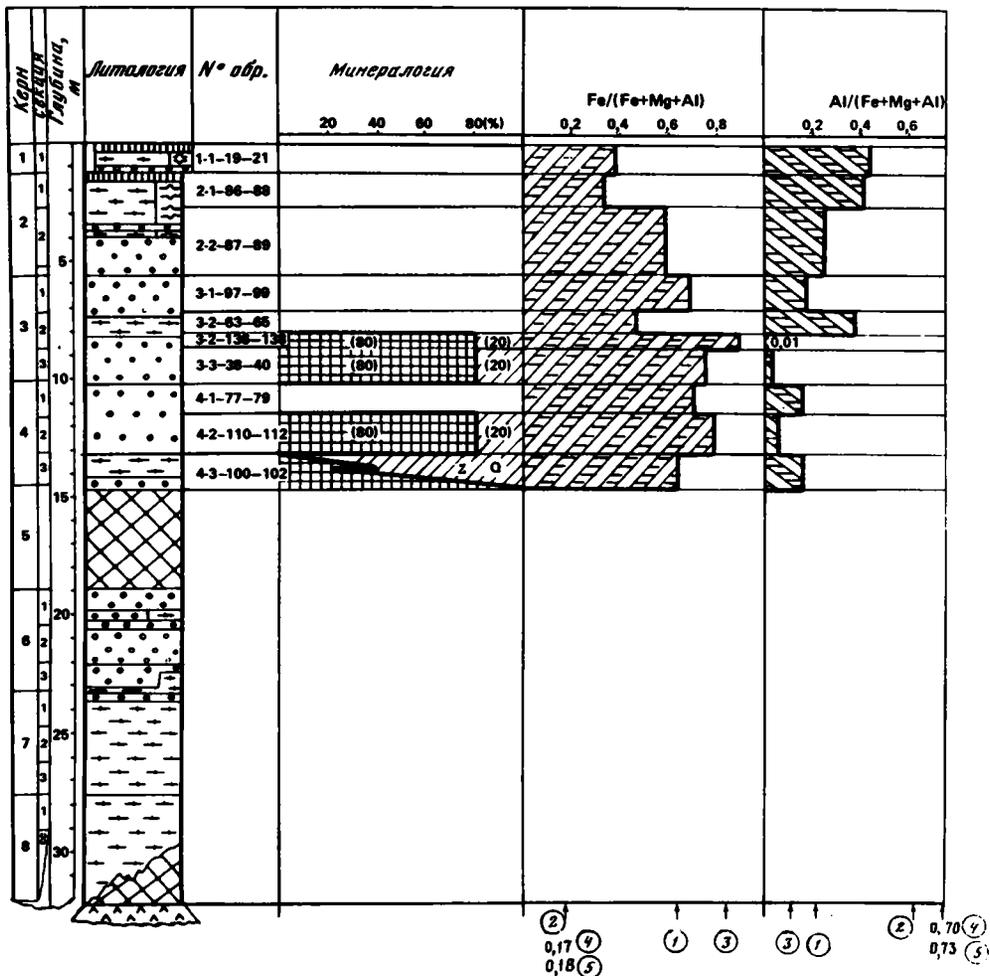


Рис. 76. Распределение величин отношений $Fe/(Fe+Mg+Al)$ и $Al/(Fe+Mg+Al)$ в разрезе позднекайнозойских отложений скв. 506

Условные обозначения — см. на рис. 62

Скважина 506С (табл. 41; рис. 78, 79)

Скважина пробурена на гидротермальном холме (глубина океана здесь 2717 м). Разрез осадков сравнительно неравномерно охарактеризован образцами (см. рис. 78). Общая мощность зеленых гидротермальных глин около 9 м.

Минералогия. Верхняя пачка зеленых гидротермальных глин представлена, по данным рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектроскопии, гаммой высокожелезистых неупорядоченных смешаннослойных фаз слюда-сметит, присутствующих в соотношении 0,6 : 0,4 (обр. 4-1-105-107). Нижняя пачка (обр. 8-1-81-83) сложена сходными глинами, в которых относительные количества слюдястых и смектитовых слоев примерно равны 0,7 : 0,3.

Так же как и в разрезах рассмотренных выше скважин, зеленые глины отличаются высокой железистостью (см. табл. 41) и крайне низкими количествами алюминия: $Al/(Fe + Mg + Al) \ll 0,05$. В глинистых компонентах фораминиферовых наннофоссилиевых илов величина этого отношения обычно превышает 0,3, что позволяет отнести

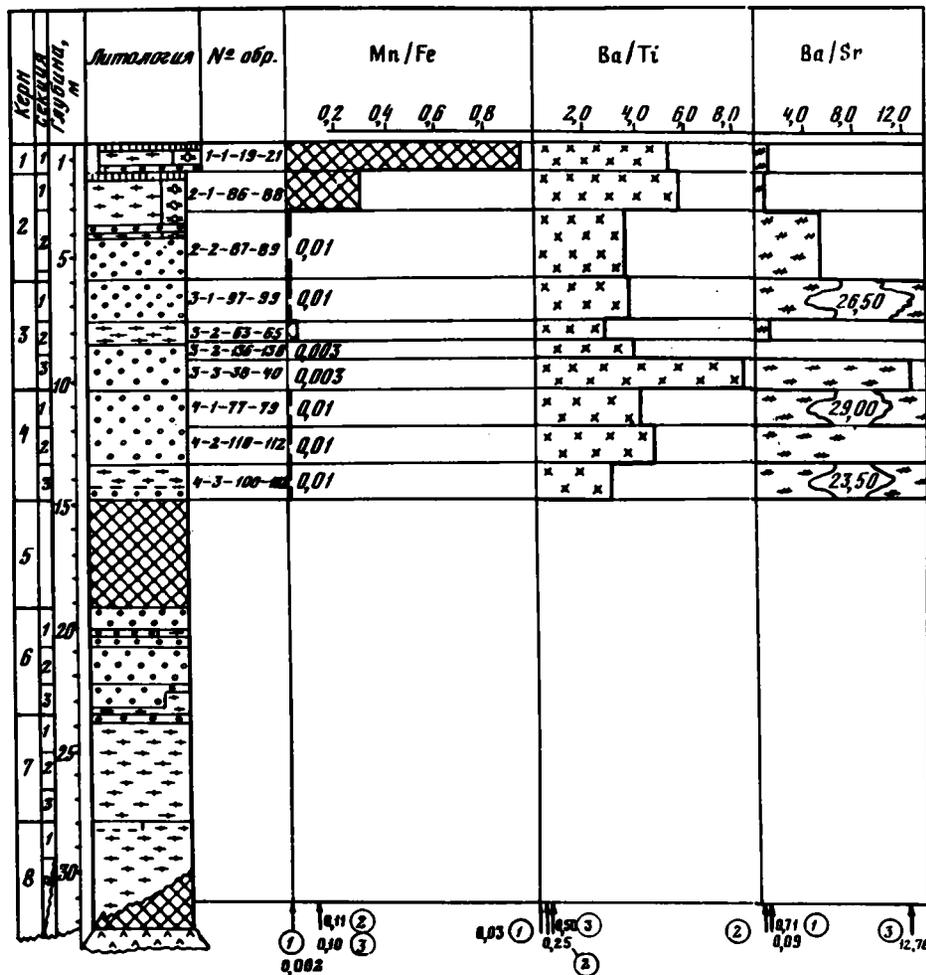


Рис. 77. Распределение величин отношений Mn/Fe, Ba/Ti, Ba/Sr в разрезе позднекаменноугольных отложений скв. 506

Литология — см. на рис. 62, остальные условные обозначения — на рис. 69 .

Таблица 41
Химический состав верхнекаменноугольных отложений скв. 506 С
(вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO
4-1-105-107	48,86	0,007	0,44	29,47	0,03	3,84
4-2-41-43	39,01	0,22	5,08	15,58	0,14	4,33
4-3-61-63	47,85	0,018	0,69	27,16	0,04	4,58
5-1-122-124	14,42	0,12	3,26	3,41	0,29	1,68
5-2-113-115	11,07	0,09	2,76	1,64	0,25	1,39
5-3-112-114	14,66	0,27	3,82	3,43	0,20	1,67
6-1-80-82	11,92	0,11	3,17	1,95	0,23	1,19
6-2-80-82	8,52	0,08	2,40	1,59	0,19	1,00
6-3-80-82	9,06	0,08	2,70	1,03	0,19	0,77
7-1-114-116	9,00	0,11	2,87	1,64	0,36	0,89
8-1-81-83	45,01	0,04	0,85	27,02	0,20	3,57
8-2-24-26	24,98	0,52	6,34	7,77	0,27	3,00

Таблица 41 (окончание)

№ обр.	CaO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	SrO
4-1-105-107	0,50	0,03	2,69	2,88	0,014	—
4-2-41-43	6,42	0,09	6,05	2,15	0,373	—
4-3-61-63	0,00	0,03	3,18	3,05	0,055	—
5-1-122-124	37,88	0,06	3,51	0,48	—	—
5-2-113-115	43,12	0,02	2,49	0,34	0,208	—
5-3-112-114	40,35	0,05	2,69	0,41	0,18	—
6-1-80-82	42,55	0,09	2,69	0,45	0,29	0,07
6-2-80-82	45,070	0,05	2,13	0,30	0,18	0,36
6-3-80-82	47,36	0,04	2,09	0,36	0,17	—
7-1-114-116	46,22	0,06	2,10	0,37	0,22	—
8-1-81-83	4,31	0,04	2,17	2,69	0,059	0,02
8-2-24-26	30,96	0,12	2,02	0,48	0,165	0,129

глинистые компоненты этих осадков к слабжелезистым монтмориллонит-иллитам (см. рис. 78).

Аспекты геохимии. Тенденции поведения Mn, Fe, Ba, Sr и других компонентов, наблюдавшихся для опорного разреза 509В (см. рис. 69), характерны и для рассматриваемых осадков. Зеленые гидротермальные глины крайне обеднены Mn; повышенные значения величин отношений Ba/Ti и Ba/Sr, наблюдаемые не только в гидротермальных осадках, но и в карбонатных пелагических илах, свидетельствуют о заметном влиянии эксгальций на седиментацию (см. рис. 79).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ (К МОДЕЛИ ПРОЦЕССА ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛОБРАЗОВАНИЯ)

Приведенные выше результаты исследований и имеющаяся информация позволяют считать, что гидротермальные осадки представлены преимущественно двумя типами: существенно железистой зеленой глобулярной глиной и корками гидроокислов Mn. Изучение ненарушенных кернов осадочного разреза скважин показывает, что гидротермальные зеленые глины, как правило, развиты в верхней половине разреза и в их кровле располагаются корковидные слои гидроокислов Mn. Но рядом скважин вскрыты относительно подчиненные прослои зеленых гидротермальных глин в нижней половине разреза: нередко эти глины перемежаются со слабокремнистыми, слабоглинистыми фораминиферо-наннофоссилиевыми осадками верхнего плейстоцена (скв. 506С, 507Д, 509В; см. рис. 62, 70, 78). В целом для исследованного района Галапагосской зоны рифта отмечается выраженная тенденция гидротермальной деятельности в позднем плейстоцене.

Данные рентгеновской дифрактометрии, ИК-спектроскопии, электронографии и химического анализа (см. табл. 34, 37-41, рис. 63-68) свидетельствуют, что гидротермальные зеленые глины представлены гаммой неупорядоченных смешаннослойных фаз: Fe-слюда (селадонит) и Fe-сметтит (нонtronит). Для ряда разрезов наблюдается тенденция усиления селадонитизации с глубиной: количество селадонитовых слоев увеличивается, достигая 80%. Как правило, селадонитизация сопровождается возрастанием степени структурной упорядоченности. Результаты электронографического исследования показывают, что по параметрам элементарных ячеек и положению 2:1 слоев такие разности близки к Fe³⁺-слюдам политипной модификации 1М (см. табл. 35 и рис. 68). Наиболее типичные разности зеленых глин являются существенно железистыми соединениями со следовыми или весьма незначительными количествами Al₂O₃ (см. табл. 34, 37-41) при относительно постоянных и умеренных содержаниях Mg. Эти особенности состава отражены в величинах отношения Al/(Fe + Mg + Al), не превышающего обычно 0,001-0,1, тогда как для глинистых компонентов кремнистых фораминиферо-наннофоссилиевых илов это отношение редко ниже 0,3-0,5 (см. рис. 62, 70, 72, 74, 76, 78). Соответственно для чистых разностей гидротермальных глин величина отношения Fe/(Fe + Mg + Al) не ниже 0,8-0,9.

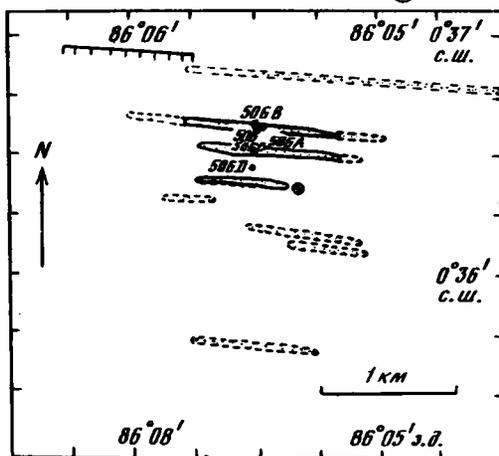
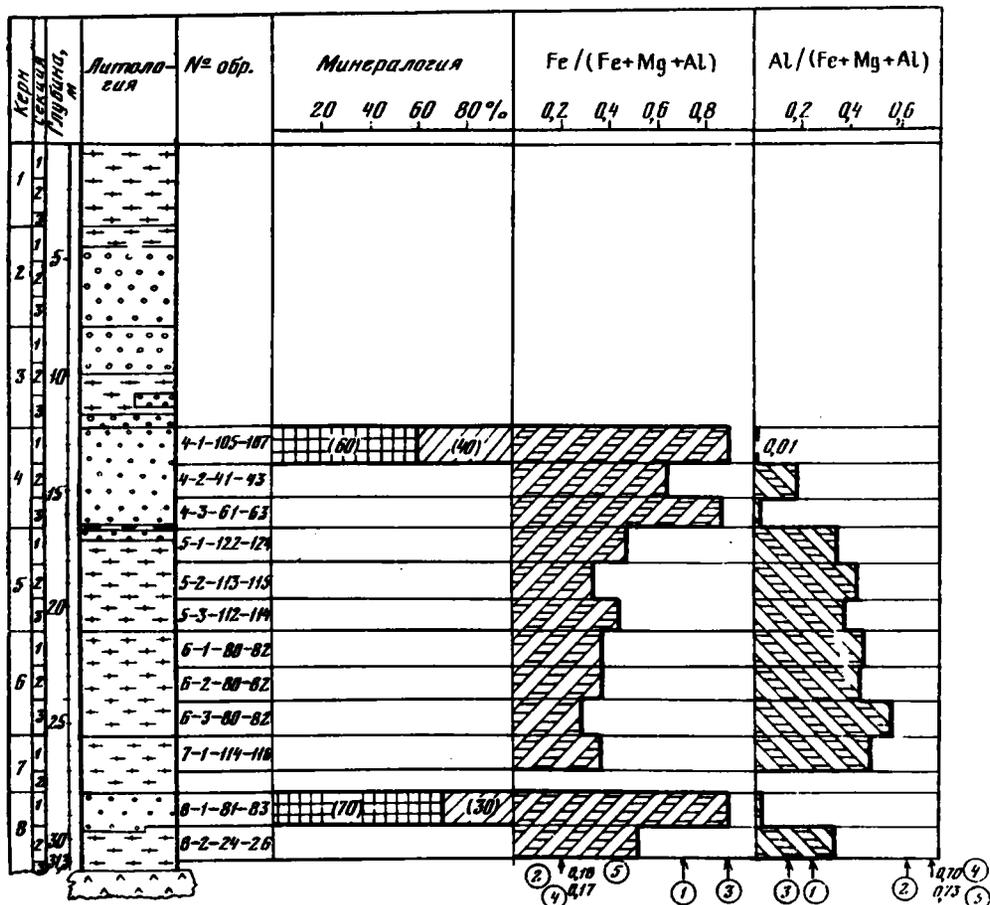


Рис. 78. Распределение минеральных компонентов и величин отношений Fe / (Fe+Mg+Al) и Al / (Fe+Mg+Al) в разрезе позднекайнозойских отложений скв. 506 С

На врезке показано расположение скважин станции 506
Условные обозначения — см. на рис. 62

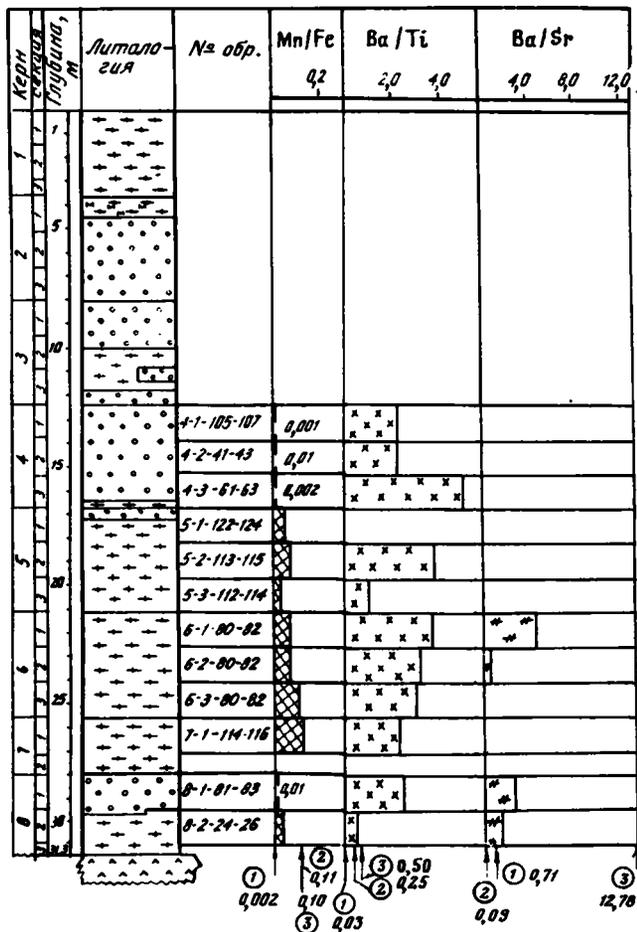


Рис. 79. Распределение величин отношений Mn/Fe, Ba/Ti, Ba/Sr в разрезе позднекайнозойских отложений скв. 506С

Литология — см. на рис. 62, остальные условные обозначения — на рис. 69

Обращает на себя внимание, что тенденция возрастания селадонитизации с глубиной характерна преимущественно для относительно чистых высокожелезистых разностей, не загрязненных остаточными продуктами растворения кремнисто-карбонатных слабоглинистых пелагических осадков. Установлено, что контаминированные типы зеленых глин представлены предельно неупорядоченной смешаннослойной фазой селадонит-сметтит; для них свойственны низкие величины отношения $Fe/(Fe + Mg + Al)$ — не выше 0,5–0,7. В подобных глинах наблюдается примесь полевого шпата, кварца, и цеолитов (главным образом филлипсита).

Отмеченные характеристики зеленых гидротермальных глин согласуются с особенностями строения, наблюдаемыми в оптический, сканирующий и просвечивающий электронный микроскопы. Разности, представленные неупорядоченной смешаннослойной гаммой селадонит-нонтронит (при существенных количествах нонтронитовых слоев), характеризуются выраженным глобулярным строением (см. табл. IV, V). В тех разновидностях, где содержание селадонитовых слоев в смешаннослойной фазе достигает 80%, отчетливо различимо развитие волокнисто-чешуйчатых новообразованных кристаллитов Fe-слюды (см. табл. VI).

Корки гидроокислов Mn сложены преимущественно тодорокитом (бузеритом)

[Frenzel, 1980; Giovanoli, 1980] отчетливой глобулярной структуры с выраженными признаками раскристаллизации (см. рис. 67, табл. I–III).

Весьма существенной геохимической особенностью рассматриваемых гидротермальных накоплений является выраженная сепарация Mn и Fe. В зеленых глинах, являющихся существенно железистыми соединениями, отмечаются крайне низкие следовые количества Mn. В гидроокисных марганцевых корках содержание Fe редко превышает единицы процента. Эти особенности отражаются в распределении Mn/Fe в разрезах скважин (см. рис. 69, 71, 73, 75, 77, 79).

Характерными индикаторами гидротермальных накоплений являются величины отношений Ba/Ti и Ba/Sr (см. рис. 69, 71, 73, 75, 77, 79). Следует подчеркнуть, что высокие величины отношения Ba/Sr, как правило, свойственны довольно чистым высокожелезистым разностям зеленых глин как продуктам отложения из относительно высокотемпературных растворов.

Приведенные данные, а также итоги предшествующих работ, выполненных нами [Varentsov, 1978, 1980] и другими исследователями, в частности результаты экспериментального изучения [Bishoff, 1969; Bishoff, Dickson, 1975; Mottl, Holland, 1978; Mottl et al., 1979; Seyfried, Bishoff, 1977; Seyfried, Mottl, 1977; Varentsov, 1971; Варенцов, Степанец, 1970], позволяют считать, что наблюдаемые факты в целом не противоречат предложенным ранее концепциям [Hekinian et al., 1980; Dymond et al., 1980]. Важно подчеркнуть, что отложение осадков, слагающих гидротермальные холмы, происходило из умеренно нагретых (200–400°C) трансформированных растворов морской воды, экстрагировавших из твердых базальтов основания существенные количества SiO₂, Fe, Mn и других тяжелых металлов. Поступление гидротермальных растворов около поверхности пелагических осадков либо несколько ниже нее происходило в обстановке значительных градиентов температуры, окислительно-восстановительного потенциала и pH. Можно считать, что наличие этих градиентов способствовало резкому разделению Fe и Mn.

Отложение Fe совместно с SiO₂ и умеренными количествами Mg, происходившее в обстановке относительно высоких температур, слабоокислительных значений Eh и низких значений pH, приводило к формированию колломорфных, глобулярных накоплений неупорядоченных смешаннослойных фаз нонtronит-селадонит. Отметим, что Fe-слюда могла изначально присутствовать в весьма подчиненных количествах. Наличие селадонитовых выделений в миндалинах и прожилках измененных базальтов основания [Pertsev, Rusinov, 1980; Rusinov et al., 1980] позволяет допустить, что относительно небольшие количества селадонита могут рассматриваться как первичные компоненты, синтезированные из гидротермальных растворов. Формирование же существенных количеств селадонита связано с постседиментационным изменением нонtronитовых компонентов при их взаимодействии с иловыми растворами. Важно подчеркнуть, что при взаимодействии начальных порций гидротермальных растворов со слабоглинистыми кремнисто-карбонатными осадками последние растворялись и формировавшиеся зеленые глины в существенной мере загрязнялись SiO₂, Al₂O₃ и другими компонентами. Однако изступавших затем массивированных порций гидротерм происходило высаживание значительных количеств относительно чистых железистых слоистых силикатов. Гидроокислы Mn, представленные тодорокитом (бузеритом), отлагались из остаточных порций гидротермальных растворов в обстановке относительно низких температур и значений pH и Eh, характерных для придонных вод областей активного вулканизма. Обращает на себя внимание, что среди исследованных образцов корок гидроокислов Mn был установлен 10Å-манганат-тодорокит (бузерит), являющийся относительно слабо окисленной модификацией по сравнению с бернесситом и δ-MnO₂. Гидроокислы Mn, обрастающие в виде корок современную поверхность гидротермальных холмов, представлены преимущественно бернесситом и, по-видимому, в меньшей мере — тодорокитом [Corliss et al., 1978]. Таким образом, развитие тодорокитовых (бузеритовых) корок, обрастающих накопления железистых глин, свидетельствует о несколько менее окислительном режиме придонных вод по сравнению с современными условиями. Это может быть связано как с некоторым дефицитом кислорода из-за массивированных гидротермальных эксгалляций и соответственно повышенной температуры придонных вод, так и с высокими скоростями пелагической седиментации (около 50 мм · 10⁻³ · год⁻¹).

Вместе с тем определенная роль в нарастании корковидных образований гидро-

окислов Mn могла принадлежать процессам хемосорбционного (с автокаталитическим окислением) поглощения этого металла из придонных вод, обогащенных Mn из вулканических эксгалляций [Weiss, 1977; Varentsov, 1980].

Следует отметить, что главная масса Fe и Mn в исследуемом районе отягалась при массивном поступлении гидротермальных растворов в позднем плейстоцене. Постседиментационное преобразование образовавшихся гидротермальных осадков привело к их некоторой раскристаллизации, а для зеленых глин — к выраженной селадонитизации.

* * *

Исследованные гидротермальные осадки представлены двумя типами: существенно железистыми зелеными глинами и корками гидроокислов Mn. По данным рентгеновской дифрактометрии, ИК-спектроскопии, электронографии и химического анализа, гидротермальные зеленые глины являются гаммой неупорядоченных смешаннослойных фаз селадонит-нонтронит. Результаты электронографических исследований показывают, что смешаннослойные фазы по параметрам элементарных ячеек и степени трехмерной упорядоченности близки к Fe-слодам политипной модификации 1M-селадониту. В ряде разрезов наблюдается тенденция к увеличению в смешаннослойных фазах количества селадонитовых межслоев с глубиной. Корки гидроокислов Mn сложены преимущественно тодорокитом (бузеритом).

Весьма существенной геохимической особенностью гидротермальных накоплений является резкое разделение Fe и Mn. Характерными индикаторами гидротермальных образований являются величины отношений Ba/Ti и Ba/Sr, причем высокие величины отношения Ba/Sr свойственны высокожелезистым гидротермальным зеленым глинам как продуктам отложения из относительно высокотемпературных гидротермальных растворов.

Полученные данные не противоречат предложенным ранее концепциям [Hekinian et al., 1980; Dymond et al., 1980]. Отложение осадков, слагающих гидротермальные холмы, происходило из умеренно нагретых гидротерм (200–400°C), экстрагировавших из твердых базальтов фундамента аккумулируемые компоненты, в обстановке значительных градиентов температуры, окислительно-восстановительного потенциала и pH.

Главные массы Fe и Mn в исследованном районе отлагались при массивном поступлении гидротермальных растворов в позднем плейстоцене. Постседиментационные изменения сформировавшихся гидротермальных осадков привели к их некоторой раскристаллизации, а для зеленых глин — к выраженной селадонитизации.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТОВ, Ba и Sr КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ: ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗОНЫ ГАЛАПАГОССКОГО РИФТА

Гидротермальные осадки района Галапагосского центра спрединга принадлежат к одному из характерных типов металлоносных отложений осевых зон Мирового океана. В предыдущем разделе рассмотрены вопросы минералогии и геохимии главных компонентов гидротермальных и пелагических осадков, вскрытых скважинами в этом районе. Однако, несмотря на то что химический и минеральный состав этих осадков изучены относительно детально, остается неясным, в чем существо различий геохимического поведения ряда главных компонентов (Fe, Mn, Ti, Al, Ba, Si и др.), какова роль собственно гидротермальных компонентов в процессах осадкообразования данного района. Для освещения этих вопросов предпринята попытка раскрыть геохимическую сущность парагенетических ассоциаций главных компонентов, а также Ba и Sr как гидротермальных, так и пелагических отложений [Varentsov et al., 1983]. Предполагается, что такой подход позволит приблизиться к пониманию процессов формирования этих осадков.

МАТЕРИАЛЫ
И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методические вопросы изучения минерального и химического состава осадков и фактические данные приведены в предыдущем разделе. Имеющиеся аналитические данные обрабатывались на ЭВМ ЕС-1022 в Лаборатории математических методов исследования Геологического института АН СССР (Д.А. Казимиров) по программе факторного анализа: Р- и Q-методы [Davis, 1973; Harman, 1967].

Выявленные результаты исследований и описанные выше особенности минерального и химического состава осадков с определенностью проявляются и в обособлении геохимических группировок или парагенетических ассоциаций компонентов, в которых составляющие связаны относительно прочной корреляционной связью. Геохимическая сущность этих ассоциаций как соединений, или фаз, или специфических форм нахождения определенных групп компонентов обнаруживается в результате содержательной интерпретации. Подробные сведения об использовании результатов факторного анализа опубликованы ранее [Варенцов, 1980].

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КОМПОНЕНТОВ
(ТАБЛ 42, 43; РИС. 80–83)

Ассоциация IA (+): SiO₂ (0,92), Fe₂O₃ (0,94), MgO (0,91), P₂O₅ (0,11), Na₂O (0,53), K₂O (0,96). Рассматриваемому набору компонентов принадлежит существенная роль в химизме осадков: ее вклад в дисперсию составляет 47,15% (см. табл. 42). Интерпретация на основе данных изучения минерального состава осадков и особенностей их распространения в разрезах позволяет сделать вывод, что эта ассоциация представлена относительно чистыми разновидностями зеленых гидротермальных глин (см. табл. 42, 43 и рис. 80). Последние сложены неупорядоченной смешаннослойной фазой Fe-слюда (селадонит) – Fe-сметтит (нонтронит), присутствующих в переменных пропорциях (см. предыдущий раздел). Обращает на себя внимание, что относительно высокие величины факторных значений (> 0,75) данной ассоциации наблюдаются преимущественно в верхней части разрезов плейстоценовых отложений тех скважин, которые пробурены на вершинах и склонах гидротермальных холмов.

Ассоциация IB (–): TiO₂ (–0,32), Al₂O₃ (–0,36), MnO (–0,48), CaO (–0,82), SrO (–0,71). Данная ассоциация является антиподом предыдущей (см. табл. 42 и 43). Она представлена глинистыми карбонатными пелагическими илами. Как отмечалось в предыдущем разделе, глинистые компоненты этих илов слагаются монтмориллонит-иллитовыми разновидностями. Весьма примечательно наличие в составе ассоциации

Таблица 42
Результаты факторного анализа химических компонентов отложений
верхнего кайнозоя скв. 506, 506С, 507D, 507F, 507H, 509B

Компонент	Факторные нагрузки после вращения			Компонент	Факторные нагрузки после вращения		
	Фактор I	Фактор II	Фактор III		Фактор I	Фактор II	Фактор III
SiO ₂	0,92	0,12	–0,12	Na ₂ O	0,53	0,71	0,07
TiO ₂	–0,32	0,90	0,04	K ₂ O	0,96	–0,07	0,002
Al ₂ O ₃	–0,36	0,90	0,05	BaO	0,06	0,63	0,15
Fe ₂ O ₃	0,94	–0,13	–0,05	SrO	–0,71	0,16	0,26
MnO	–0,48	0,02	0,75				
MgO	0,91	0,05	0,05				
CaO	–0,82	0,16	0,25				
P ₂ O ₅	0,11	0,51	0,64	Вклад в дисперсию, %	47,15	24,50	7,08
				Суммарная дисперсия, %	47,15	71,65	78,73

Таблица 43

Распределение значений факторов для химических компонентов
в разрезе отложений верхнего кайнозоя скв. 506, 506С, 507D, 507F, 507H, 509В

№ скв.	№ обр.	Факторные значения после вращения		
		Фактор I	Фактор II	Фактор III
1	2	3	4	5
507F	1-1-80-82	-1,06	-0,89	-0,10
	2-2-80-82	1,45	-0,85	-1,24
	2-3-53-55	1,30	1,74	-0,73
	2-3-118-120	1,22	2,19	-0,29
	3-1-68-70	-0,08	0,76	0,72
	3-3-68-70	-0,34	0,51	0,43
	4-3-71-73	-0,93	-0,01	-0,33
	5-2-75-77	-0,92	-0,10	-0,11
	6-2-75-77	-0,93	0,07	-0,18
	7-1-70-72	-1,10	-0,07	-0,22
	7-2-70-72	-0,79	0,45	-0,50
	7-3-70-72	-0,48	0,82	0,35
	8-1-70-72	-0,27	-0,70	0,92
9-1-20-22	-1,08	-0,91	0,27	
506С	4-1-105-107	1,55	-1,85	-0,32
	4-2-41-43	1,23	1,53	-0,07
	4-3-61-63	1,81	-1,04	-0,64
	5-1-122-124	-0,18	-0,12	-0,20
	5-2-113-115	-0,80	0,01	-0,92
	5-3-112-114	-0,30	0,73	-0,72
	6-1-80-82	-0,59	0,36	0,21
	6-2-80-82	-1,04	-0,14	-0,12
	6-3-80-82	-0,85	-0,13	-0,80
	7-1-114-116	-0,70	-0,02	-0,14
	8-1-81-83	1,05	-1,06	0,80
8-2-24-26	-0,17	1,08	0,31	
506	1-1-19-21	-0,71	-0,05	1,81
	2-1-86-88	-0,96	-0,30	0,61
	2-2-87-89	0,68	1,68	0,27
	3-1-97-99	1,19	1,85	-0,03
	3-2-63-65	-0,37	0,76	0,08
	3-2-136-138	1,37	-1,82	-0,04
	3-3-38-40	1,31	-0,07	-0,37
	4-1-77-79	1,20	1,60	0,17
	4-2-110-112	0,92	-0,07	0,38
	4-3-100-102	1,13	1,52	0,07
507H	1-1-79-81	-0,46	0,48	0,15
	1-2-79-81	-0,51	0,44	0,26
	2-1-79-81	-0,32	0,74	0,04
	2-2-79-81	-0,35	0,85	0,51
	2-3-79-81	-0,60	0,55	-0,16
	3-1-48-50	-0,38	0,73	-0,11
	3-2-48-50	-0,14	1,11	0,48
	4-1-60-62	-0,82	-0,29	-0,69
	4-3-60-62	-0,63	-0,51	-0,16
	5-1-110-112	-0,79	0,29	-0,66
	5-2-110-112	-0,67	0,21	-0,05
	5-3-110-112	-1,02	-0,09	-0,61
	6-1-79-81	-1,19	-0,35	-0,58
	6-2-79-81	-1,08	-0,06	-0,89
	6-3-79-81	-0,68	0,38	-0,15
	7-1-79-81	-1,42	-0,38	-2,69
	7-2-79-81	-0,36	0,67	0,23
7-3-79-81	-0,64	0,52	-0,47	

Таблица 43 (окончание)

1	2	3	4	5
507H	8-1-80-82	-0,89	0,11	-0,37
	8-2-60-62	-1,01	-0,27	0,11
507D	1-1-39-41	-0,13	0,46	2,45
	2-1-30-32	1,50	-0,30	0,47
	2-2-77-79	1,23	2,01	-0,24
	3-1-80-82	1,66	0,14	-0,13
	3-2-85-87	1,11	2,29	-0,20
	3-3-21-23	1,62	-0,82	-0,75
	4-1-62-64	1,65	-2,56	-0,96
	4-2-45-47	2,20	-0,07	-0,05
	4-3-49-51	1,59	0,99	-0,81
	5-1-78-80	1,13	2,16	-0,79
	5-2-82-84	-0,37	0,38	0,47
	5-3-28-30	1,30	-0,36	-3,36
	6-1-12-14	1,38	-1,04	-0,11
	6-2-43-45	0,94	1,52	0,11
	6-3-101-103	-0,12	-0,11	0,19
	7-1-84-86	0,22	-0,15	0,68
	7-2-134-136	0,59	-0,41	0,52
	7-3-131-133	0,54	-0,95	0,67
	8-1-77-79	0,40	-0,41	0,42
	8-2-57-59	-0,72	-1,41	0,50
8-3-107-109	-0,59	0,37	-0,14	
509B	9-1-70-73	-0,83	-0,71	-0,23
	9-2-70-73	-1,48	-1,08	-1,22
	9-3-70-73	-1,24	-0,91	-0,29
	10-1-95-98	-1,15	-0,59	-1,07
	1-1-65-67	-0,25	0,30	2,47
	1-2-65-67	-0,41	-1,45	4,26
	2-1-52-54	1,14	-2,12	1,29
	2-2-57-59	1,07	-1,29	-0,47
	2-3-80-82	-0,68	0,43	0,25
	3-1-58-60	0,78	-1,06	3,32
	3-2-129-131	1,18	1,75	1,25
	3-3-27-29	1,39	-1,49	0,52
	4-1-103-105	1,53	-2,86	-0,09
	4-2-23-25	1,24	-1,45	-2,71
	4-3-18-20	1,36	-1,16	-0,05
	5-1-68-70	-0,68	0,14	0,43
	5-2-65-67	-1,05	-0,26	0,73
	5-3-23-25	-0,13	-0,31	1,91
	6-1-68-70	-0,87	-0,12	-0,12
	6-2-51-53	-1,06	0,06	0,20
6-3-68-70	-1,25	-0,47	-2,04	
7-1-80-82	-1,46	-0,68	-0,29	
7-2-80-82	-1,00	-0,18	0,01	
7-3-80-82	-1,19	-0,18	-0,52	
8-1-98-100	-0,50	0,50	0,04	
8-3-58-60	-0,56	0,61	-0,07	

Mn и Sr, что может быть истолковано как свидетельство об относительно ранней низкотемпературной активности, отразившейся в карбонатной седиментации данного района. Подчеркнем, что фораминиферовые наннофоссилиевые илы существенно обогащены Mn и Sr по сравнению со средним составом карбонатных осадков океана. Уместно отметить, что в настоящее время в придонных водах этого района наблюдаются относительно высокие концентрации гидротермального Mn [Weiss, 1977;

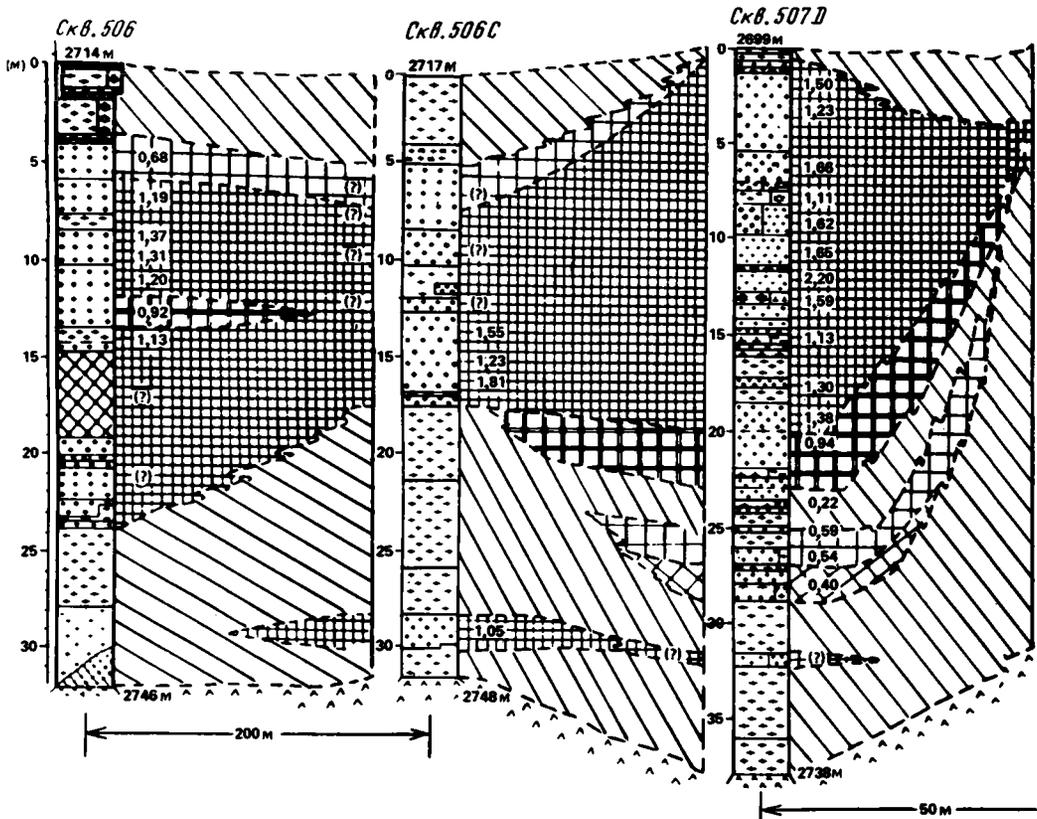


Рис. 80. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциаций IA (+) (зеленые гидротермальные глины, сложенные смешаннослойной фазой селадонит-нонtronит) в разрезах плейстоценовых отложений скважин 70-го рейса

Факторные значения: 1 — < 0,25; 2 — 0,25–0,50; 3 — 0,50–0,75; 4 — 0,75–1,00; 5 — >1,00
Литология — см. на рис. 62

Klinkhammer et al., 1977]. Сравнительно высокие величины факторных значений отмечаются в нижней части разрезов скважин, пробуренных преимущественно на некотором удалении от разломных зон, трассируемых гидротермальными холмами либо хребтами (см. рис. 81). Именно в этих интервалах разрезов пользуются наибольшим развитием относительно малоизмененные слабоглинистые карбонатные пелагические илы.

Ассоциация IIA (+): SiO_2 (0,12), TiO_2 (0,90), Al_2O_3 (0,90), CaO (0,16), P_2O_5 (0,51), Na_2O (0,71), BaO (0,63), SrO (0,16). В составе ассоциации обращают на себя внимание компоненты с относительно высокими величинами факторных нагрузок (> 0,5): TiO_2 – Al_2O_3 – P_2O_5 – Na_2O – BaO . Набор этих компонентов и особенности их распространения в разрезах изученных скважин (см. рис. 82) позволяют считать, что данная группировка представлена остаточным от растворения алюмосиликатным, преимущественно глинистым веществом, образовавшимся при взаимодействии гидротермальных растворов с глинистыми карбонатными пелагическими илами. Если TiO_2 , Al_2O_3 и P_2O_5 можно рассматривать как собственно остаточные составляющие, то BaO является гидротермальным компонентом, привнесенным и связанным с образовавшимся алюмосиликатным веществом.

Максимальное развитие данной группировки наблюдается в верхней части разреза, в интервалах, соответствующих накоплению зеленых гидротермальных глин (см.

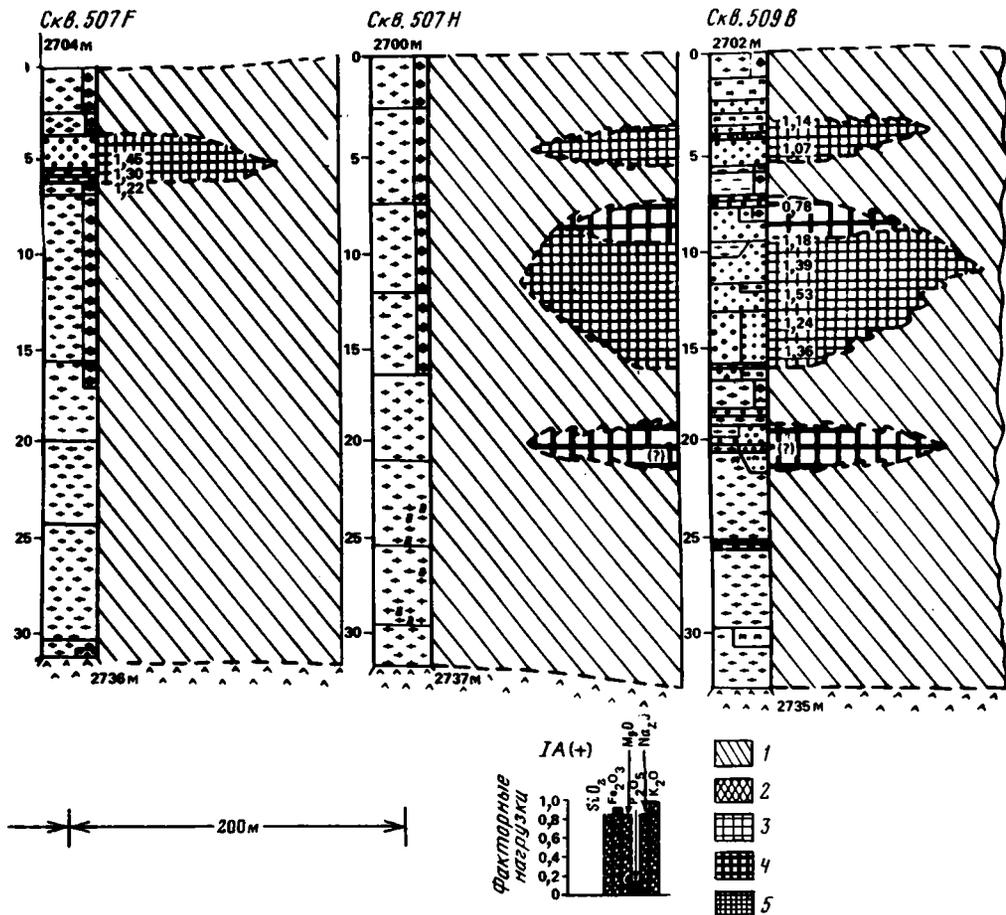


рис. 82, скв. 506, 506С, 507D, 507F и 509В), либо в эквивалентных интервалах разрезов, сложенных глинистыми карбонатными илами (см. рис. 82, скв. 507Н). Менее выражен базальный интервал распространения данной группировки, развитый на границе с базальтовым основанием (см. рис. 82, скв. 506, 506С, 507D и 507F). Подобный характер распространения данной группировки компонентов в разрезе свидетельствует об этапах гидротермальной активности: 1) раннем и относительно низкотемпературном, ограниченно проявившемся в нижней части отложений позднего плейстоцена и, как правило, не сопровождавшемся накоплением зеленых (селадонит-нонтронитовых) гидротермальных глин; 2) позднем, относительно высокотемпературном, широкого регионального развития, маркирующем накоплением зеленых гидротермальных глин.

Ассоциация IIВ (-): Fe₂O₃ (-0,13), K₂O (-0,07). Данная группировка компонентов является антиподом рассмотренной выше ассоциации IIА(+). Низкие величины факторных нагрузок могут рассматриваться как свидетельство ее сравнительно слабого развития. Сопоставление данных по минералогии осадков с набором компонентов и особенностями их распространения позволяет считать, что ассоциация представлена выделениями гидроокислов Fe, имеющих двойственное происхождение: а) продуктов окисления зеленых гидротермальных глин селадонит-нонтронитового состава в относительно слабоокислительной обстановке, возможно, близ раздела осадок-вода

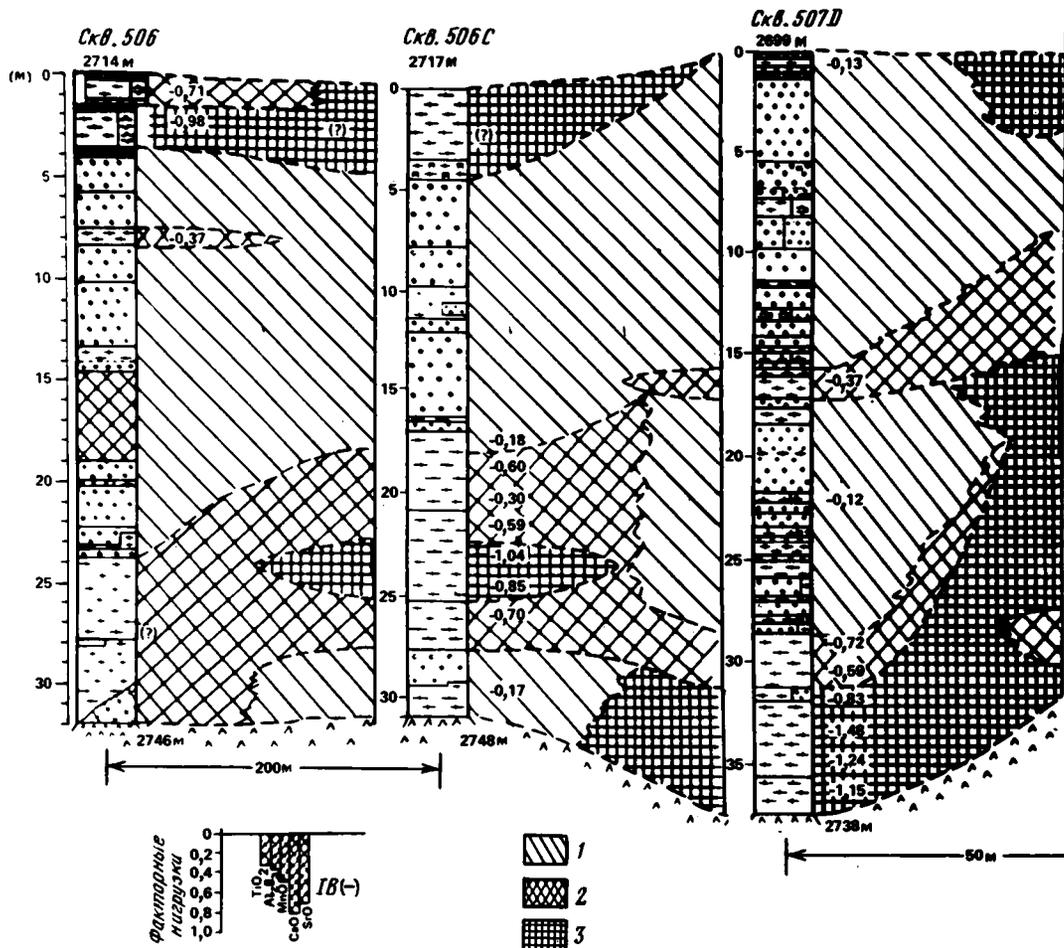


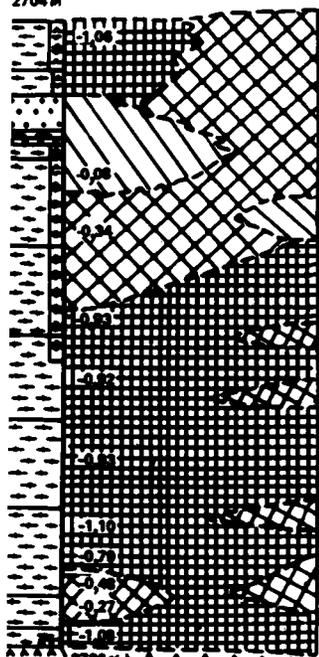
Рис. 81. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциации IB (-) (глинистые карбонатные пелагические илы) в разрезах плейстоценовых отложений скважин 70-го рейса

Факторные значения: 1 - $< 0,25$; 2 - $0,25-0,75$; 3 - $> 0,75$
Литология - см. на рис. 62

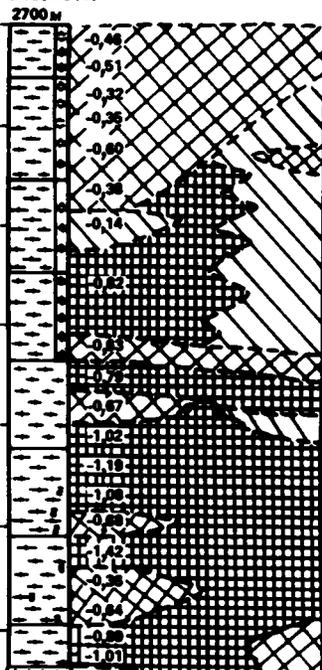
и сульфидных образований карбонатных пелагических илов; б) гидроокислов Fe, выпадавших из остаточных гидротермальных растворов. Распространение сравнительно больших величин ($> 0,75$) факторных значений этой ассоциации, как правило, ограничено интервалами развития гидротермальных глин (см. табл. 43, скв. 506, 506С, 507D, 507F и 509В), в меньшей мере - базальными интервалами карбонатных осадков (см. табл. 43, скв. 507D и 507F).

Ассоциация IIIA (+): MnO (0,75), CaO (0,25), P₂O₅ (0,64), BaO (0,15), SrO (0,26). Она представлена гидроокисными соединениями Mn, преимущественно тодорокитом (бузеритом), с которым тесно ассоциируют фосфаты и такие катионы, как Ca, Ba, Sr (см. табл. 42 и 43). В разрезах относительно большие величины факторных значений распространены сравнительно неравномерно (см. рис. 83). В скв. 506 и 507 они соответствуют интервалам накопления корковидных гидроокислов Mn, развитых в кровле пачек зеленых гидротермальных глин обычно близ поверхности раздела осадок-придонная вода. В разрезе 509В три интервала с высокими ($> 0,75$) величинами факторных значений наблюдаются в верхней половине осадков позднего

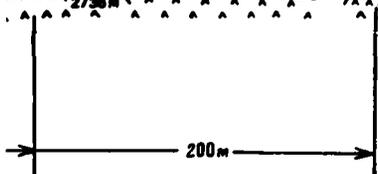
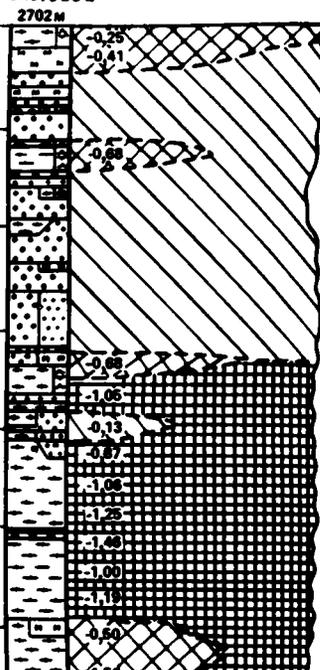
Скв. 507F
2704 м



Скв. 507H
2700 м



Скв. 509B
2702 м



лейстоцена, как правило, среди накоплений гидротермальных зеленых глин (см. ис. 83). Обращают на себя внимание повышенные величины факторных значений базальной части разрезов скв. 506С и 507F (см. рис. 83), что наряду с другими данными может свидетельствовать о начальных низкотемпературных проявлениях гидротермальной активности. Важно отметить, что, как свидетельствуют результаты природных наблюдений и данные экспериментальных исследований [Dymond et al., 1980; Hekinian et al., 1980; Hoffert et al., 1980; Varentsov, 1971; Варенцов, 1980; аренцов, Степанец, 1970], аккумуляция гидроокислов Mn происходит в обстановке относительно низких температур, как правило, в заключительные фазы гидротермального осаждения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ (АСПЕКТЫ ГЕОХИМИИ ПРОЦЕССОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ)

Выведенные при помощи факторного анализа парагенетические ассоциации компонентов соответствуют, как отмечалось, реальным минеральным фазам, наблюдаемым в исследуемых отложениях (см. рис. 80–83). Особенности распределения этих ассоциаций в разрезах позволяют вскрыть динамику гидротермального минералообразования течение плейстоцена. Подчеркнем главные особенности этого процесса.

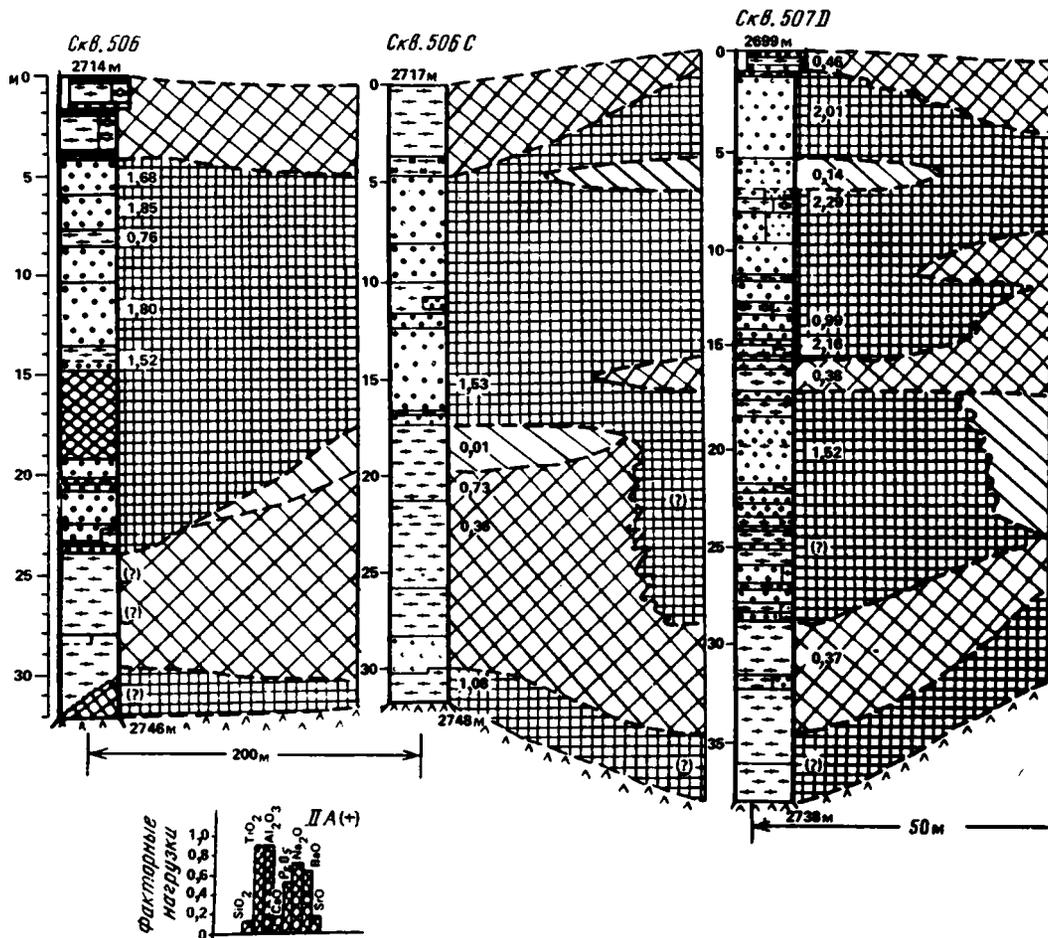
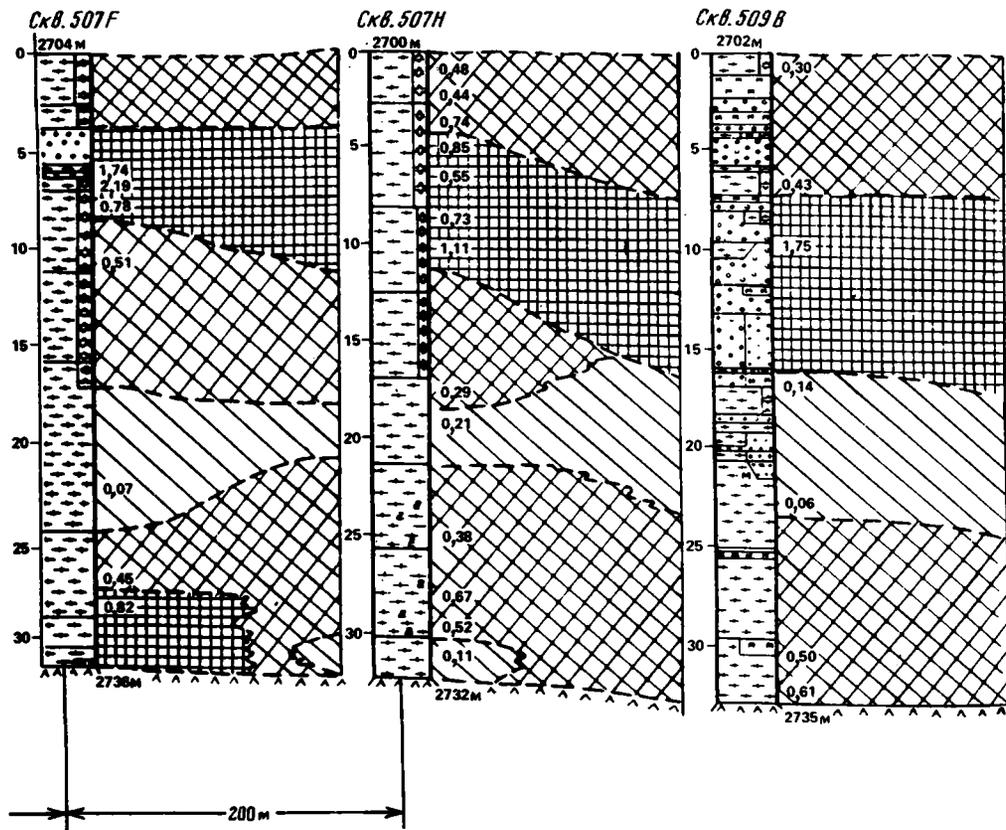


Рис. 82. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциации II A (+) (остаточное от гидротермального растворения алюмосиликатное, преимущественно глинистое вещество) в разрезах плейстоценовых отложений скважин 70-го рейса

Литология — см. на рис. 62, остальные условные обозначения — на рис. 81

1. Зеленые гидротермальные глины, сложенные смешаннослойной фазой селадонит-монтронит (факторная ассоциация IA (+)), являются наиболее выраженными гидротермальными продуктами, фиксирующими относительно высокотемпературную стадию процесса. Подчеркнем, что главными компонентами являются SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO и K_2O . Примечательно отсутствие Al_2O_3 и TiO_2 . Наибольшее развитие этой группировки компонентов наблюдается в верхней части отложений позднего плейстоцена околоразломных участков, проявляющихся в рельефе в виде гидротермальных холмов (см. рис. 80; скв. 506, 506С, 507D и 509В). Однако ранние проявления гидротермального минералообразования отмечаются в нижней части отложений позднего плейстоцена, близ контакта с базальтовым основанием (см. рис. 80, скв. 506С). Прерывистый, пульсационный характер поступления высокожелезистых гидротермальных растворов можно допустить и для разреза скв. 509В (см. рис. 80), где высокие величины факторных значений рассматриваемой ассоциации характерны для трех интервалов.

2. Гидроокислы Mn и связанные с ними компоненты (P_2O_5 , CaO , BaO и SrO), встречающиеся в виде корковидных образований и выделений (тодорокит), являются относительно низкотемпературными продуктами гидротермального минералообразования (ассоциация IIIA (+)). Их распространение локализовано самой верхней частью гидро-



термальных накоплений, близ контакта осадок—придонная вода (см. рис. 83, скв. 506, 507D и 509B). Вместе с тем наблюдаются относительно ранние проявления этой ассоциации в нижних частях разрезов, близ контакта с базальтовым основанием (см. рис. 83, скв. 506С и 507F). Приведенные данные могут быть истолкованы как свидетельство о том, что относительно низкотемпературное минералообразование происходило как на ранних этапах гидротермальной активности, так и в ее заключительные стадии, когда гидроокислы Mn отлагались из остаточных порций гидротермальных растворов.

3. Чрезвычайно важным для изучения развития гидротермального минералообразования является оценка состава и особенностей распространения остаточных продуктов, формирующихся в результате взаимодействия гидротермальных растворов и слабоглинистых кремнистых карбонатных пелагических илов. Сам факт такого взаимодействия очевиден: под микроскопом наблюдаются остатки кремнистых скелетов диатомей и радиолярий, замещенные зеленым глинистым веществом. Кроме того, показателем подобных процессов могут быть относительно повышенные значения отношения $Al/(Fe + Mg + Al)$, как правило, превышающие 0,01—0,1. Парагенетическая ассоциация $HA(+)$, в составе которой существенными компонентами (величины факторных нагрузок более 0,50) являются TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , Na_2O и BaO , представлена остаточными продуктами взаимодействия гидротермальных растворов с кремнисто-глинистыми карбонатными пелагическими илами (см. табл. 42 и 43, рис. 82). Распространение рассматриваемой группировки (см. рис. 82) по существу обобщенно отражает развитие минеральных продуктов гидротермального происхождения, как высоко-, так и низко-

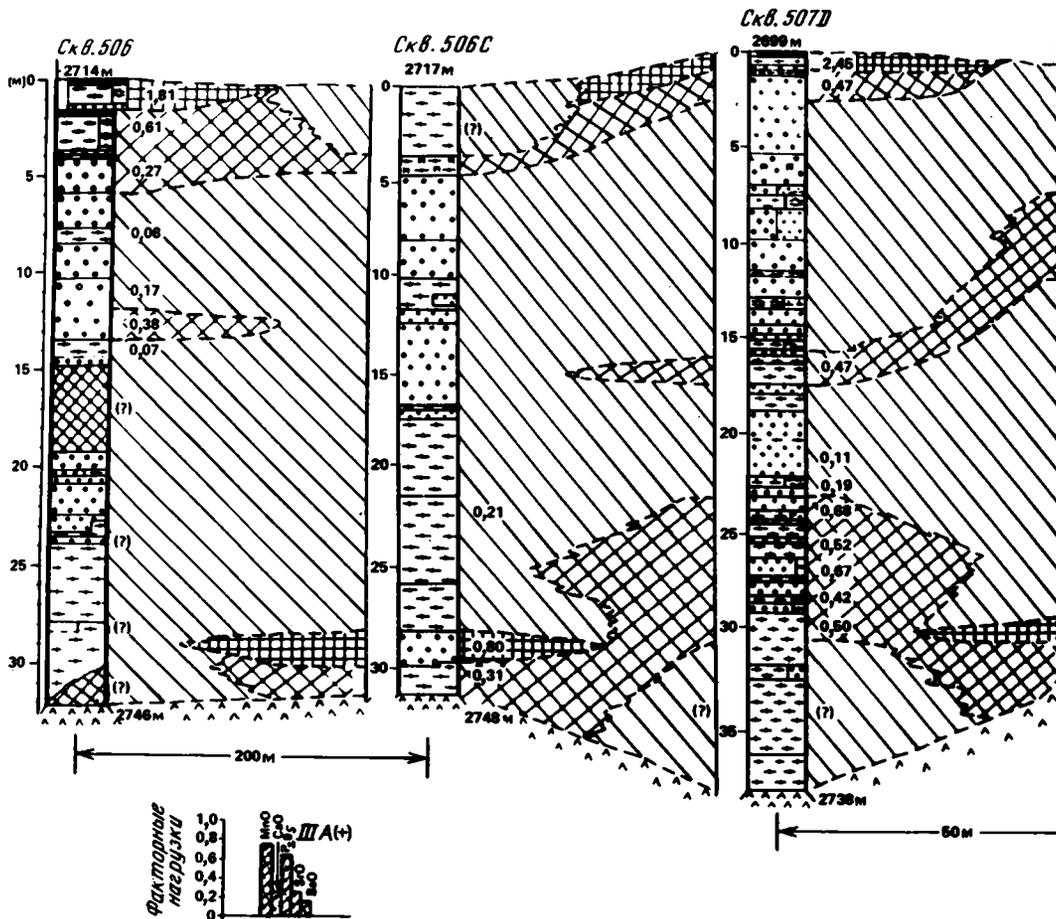
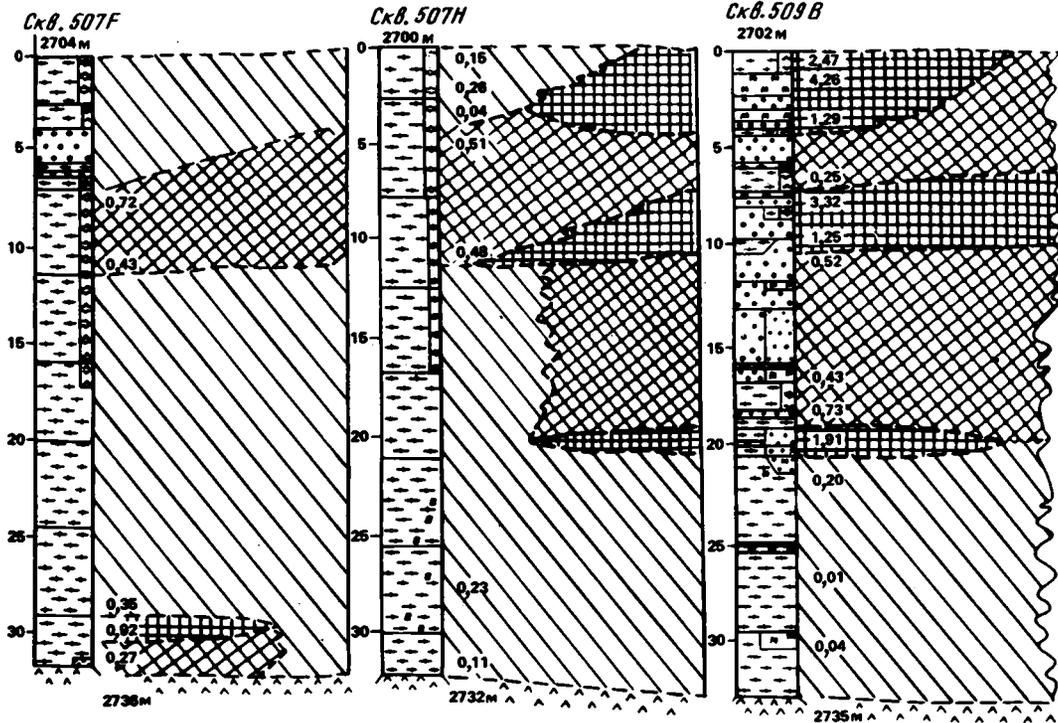


Рис. 83. Стратиграфическое распределение факторных значений ассоциаций IIIA (+) (гидроокислы марганца, преимущественно тодорозит (бузерит) в разрезах плейстоценовых отложений скважин 70-го рейса

Литология — см. на рис. 62, остальные условные обозначения — на рис. 81

температурных (см. ассоциация IA (+) и IIIA (+) на рис. 80 и 83). Вместе с тем распространение ассоциации IIA (+) с определенностью свидетельствует об относительной региональной выдержанности двух основных этапов гидротермальной деятельности в данном районе: 1) в нижней части отложений позднего плейстоцена и 2) в верхней части отложений позднего плейстоцена (см. рис. 82).

В результате обработки данных химического анализа по программе факторного анализа выявлены парагенетические ассоциации компонентов. Интерпретация этих факторных группировок в контексте данных по минералогии и литологии плейстоценовых отложений позволяет считать, что выявленные ассоциации соответствуют реальным минеральным фазам либо специфическим формам нахождения компонентов. Распространение этих парагенетических ассоциаций в разрезах свидетельствует о том, что процесс гидротермального минералообразования протекал в два этапа: 1) начальный (ранняя часть позднего плейстоцена), относительно низкотемпературный и 2) главный



(поздняя часть позднего плейстоцена), относительно высокотемпературный. Зеленые глины (смешаннослойная фаза седадонит-нонтронит), соответствующие факторной ассоциации IA (+), формировались преимущественно в течение главного этапа. Гидроокислы Mn и связанные компоненты (Ca, Ba, Sr и P) – ассоциация IIIA (+) – накапливались главным образом на раннем этапе и в конце главного из относительно низкотемпературных остаточных гидротермальных растворов после отделения Fe и связанных компонентов. Особенности распространения остаточных продуктов, образовавшихся в результате взаимодействия гидротермальных растворов с глинисто-кремнистыми карбонатными пелагическими осадками, подчеркивают двухэтапность гидротермальной активности и ее региональную выдержанность.

ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- Безруков П.Л., Романкевич Е.А.** Скорости осадконакопления в Тихом океане. — В кн.: Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, кн. 2, с. 288—300.
- Беренштейн Л.Е., Масолович Н.С., Сочеванов В.Г., Остроумов Г.В.** Методологический контроль качества в аналитической работе. — В кн.: Методологические основы исследования химического состава пород, руд и минералов. М.: Недра, 1979, с. 23—118.
- Богданов Ю.А., Чеховских Е.М.** Скорости накопления и абсолютные массы. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 110—121.
- Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П., Пронин С.В.** Микрокомпонентный состав органического вещества "черных сланцев" Бискайского залива и их нефтегазоматеринский потенциал. — В кн.: Накопление и преобразование седиментов. М.: Наука, 1979, с. 18—37.
- Бутузов Г.Ю., Дриц В.А., Лисицына Н.А.** и др. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадин Атлантик II Красного моря. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 1, с. 30—42.
- Варенцов И.М.** Металлоносные осадки Северной Атлантики (геохимия, особенности формирования). — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 29—42. (Международ. геол. конгр. 26-я сес. Докл. сов. геологов).
- Варенцов И.М., Блажчишин А.И.** Железо-марганцевые конкреции. — В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 307—348.
- Варенцов И.М., Степанец М.И.** Эксперименты по моделированию процессов выщелачивания марганца морской водой из вулканических материалов основного состава. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 3, с. 679—682.
- Вернадский В.И.** Океанография и геохимия. — Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1960, Т. 5. 422 с.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А.** Рентгеноструктурный анализ смешаннослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 295).
- Звягин К.Б.** Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964, 282 с.
- Золотарев Б.П.** Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 22—35.
- Лисицын А.П.** Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П.** Процессы океанской седиментации: Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Проблемы литологии Мирового океана: Литология и геохимия Тихого океана/П.П. Тимофеев, М.А. Ратеев, Н.В. Ренгартен и др. — М.: Наука, 1983. 216 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 387).
- Ципурский С.И., Дриц В.А., Чекин С.С.** Выявление структурной упорядоченности конролитов электронографическим методом косых текстур. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 105—113.
- Abbey S.** Studies in "Standard samples" for use in the general analysis of silicate rocks and minerals. — Geostand. Newslett., 1980, vol. 4, p. 163—190.
- Andel T.H. van.** Cenozoic migration of the Pacific Plate, northward shift of the axis of deposition, and paleobathymetry of the Central Equatorial Pacific. — Geology, 1974, vol. 2, p. 507—510.
- Andel T.H. van.** Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, p. 187—194.
- Andel T.H. van, Heath G.R., Moore T.C.** Cenozoic history and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific Ocean. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1975, vol. 143, p. 1—134.
- Andel T.H., van, Heath G.R., Moore T.C., jun.** Cenozoic history of the Central Equatorial Pacific: A synthesis based on Deep Sea Drilling Project data. — In: The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin. Wash., 1976, p. 201—295.
- Andel T.H. van, Moore T.C., jun.** Cenozoic calcium carbonate distribution and calcite compensation depth in the Central Equatorial Pacific Ocean. — Geology, 1974, vol. 2, N 2, p. 87—92.
- Arrhenius G.** Pelagic sediments. — In: The sea. N.Y.: Interscience, 1963, vol. 3, p. 655—727.
- Arrhenius G.** Deep sea sedimentation: A critical review of US works. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, vol. 48, p. 604—631.
- Arthur M.A., Schlanger S.O.** Cretaceous ocean anoxic events as caused factors in development of reef-reservoired giant oil fields. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1979, vol. 63, N 6, p. 870—885.
- Bailey S.W., Brindley G.W., Kodama H., Martin R.T.**

- Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1977 and 1978. — *Clays and Clay Miner.*, 1979, vol. 27, p. 238–239.
- Bender M.L., Broecker W., Gornitz V.** et al. Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 12, p. 425–433.
- Bender M.L., Ku Teh-Lung, Broecker W.S.** Accumulation rates of manganese in pelagic sediments and nodules. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 8, p. 143–148.
- Berger W.** Cenozoic sedimentation in the Eastern Tropical Pacific. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, p. 1941–1954.
- Berggren W.A.** The Pliocene time scale: Calibration of planktonic foraminiferal and cretaceous nannoplankton zones. — *Nature*, 1973, vol. 243, p. 391–397.
- Berggren W.A., Hollister C.D.** Plate tectonics paleocirculation — commotion in the ocean. — *Tectonophysics*, 1977, vol. 38, N 1/2, p. 11–48.
- Buscaye P.E.** Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. — In: *Geochem. Techn. Rep. Vol. 8*, Yale Univ., Dep. Geol., 1964.
- Bischoff J.L.** Red Sea geothermal brine deposits: Their mineralogy, chemistry and genesis. — In: *Brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*. N.Y.: Springer Verlag, 1969, p. 368–406.
- Bischoff J.L., Dickson F.W.** Seawater—basalt interaction at 200° C and 500 bars: Implication for origin of sea-floor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 25, p. 385–397.
- Boström K.** The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments. — *Stockholm. Contribs Geol.*, 1973, vol. 27, N 2, p. 149–243.
- Boström K., Kraemer T., Gartner S.** Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments. — *Chem. Geol.*, 1973, vol. 11, p. 123–148.
- Buckley H.A., Bevan J.C., Brown K.M.** et al. Glauconite and celadonite: Two separate mineral species. — *Miner. Mag.*, 1978, vol. 42, p. 373–382.
- Corliss J.B., Lyle M., Dymond J.** The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 40, p. 12–24.
- Davis J.C.** Statistics and data analysis in geology. N.Y., etc.: J. Wiley and Sons, 1973.
- Donnelly Th.W.** Secondly modified sediments of the Eastern Pacific: Major-element geochemistry of Sites 420, 424, and 425 Deep Sea Drilling Project Leg 54. — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1980, vol. 54, p. 329–338.
- Doyle P.S., Riedel W.R.** Ichthyoliths at site 464 in the Northwest Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 62. — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1981, vol. 62, p. 491–494.
- Dymond J., Corliss J.B., Cobler R.** et al. Composition and origin of sediments recovered by deep sea drilling of sediment mounds, Galapagos Spreading Center. — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1980, vol. 54, p. 377–386.
- Eysinga F.W.B. van.** Geological time table. 3rd. e. Amsterdam: Elsevier, 1975.
- Frakes L.A., Kemp E.M.** Influence of continental positions on early Tertiary climates. — *Nature*, 1972, vol. 240, p. 97–100.
- Frakes L.A., Kemp E.M.** Paleocene continental positions and evolution of climate. — In: *Implications of continental drift to the Earth sciences*. L.: Acad. press, 1973, vol. 1, p. 539–559.
- Frenzel G.** The manganese ore minerals. — In: *Geology and geochemistry of manganese*. Bp.: Akad. Kiadó, 1980, vol. 1. General problems (mineralogy, geochemistry, methods), p. 25–158.
- Giovanoli R.** On natural and synthetic manganese nodules. — In: *Geology and geochemistry of manganese*. Bp.: Akad. Kiadó, 1980, vol. 1. General problems (mineralogy, geochemistry, methods), p. 159–202.
- Green D.H., Ringwood A.E.** The genesis of basaltic magmas. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1967, vol. 15, p. 103–190.
- Grimm R.E.** Clay mineralogy. N.Y.: Elsevier, 1953.
- Hall J.M., Robinson P.T.** Deep crustal drilling in the North Atlantic Ocean. — *Science*, 1979, vol. 204, p. 573–586.
- ✓ **Hamilton E.L.** Sunken islands of the Mid-Pacific Mountains. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1956, vol. 64, p. 1–91.
- Harman H.H.** Modern factor analysis. Chicago: Univ. press, 1967. 474 p.
- ✓ **Heezen B.C., Fischer A.G.** et al. Site 44. — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1971, vol. 6, p. 17–39.
- ✓ **Heezen B.C., Hoskins R.H., MacGregor I.D.** et al. Diachronous deposits: A kinematic interpretation of the Post Jurassic sedimentary sequence of the Pacific Plate. — *Nature*, 1973, vol. 241, N 5384, p. 25–32.
- Hekinian R., Rosendahl B., Natland J.H.** Ocean crust geothermal process: A perspective from the vantage of Leg 54 drilling. — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1980, vol. 54, p. 395–422.
- Hinte J.E. van.** A Cretaceous time scale. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1976, vol. 60, N 4, p. 498–516.
- Hoffert M., Person A., Courtois C.** et al. Sedimentology, mineralogy and geochemistry of hydrothermal deposits from holes 424, 424A, 424B and 424C (Galapagos Spreading Center). — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1980, vol. 54, p. 339–376.
- Humphris S.E., Hallman C.M.** Chemistry of interstitial waters sampled during Leg 54. — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1980, vol. 54, p. 387–393.
- Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off. Vol. 62. 1981. 1120 p.; Vol. 65. 1983. 752 p; Vol. 70. 1983.*
- Kerr P.F.** Analytical data on reference clay minerals. N.Y.: Amer. Petrol. Inst. Columbia Univ., 1950. (Reference Clay Miner. Prelim. Rep.; N 7).
- Kirkpatrick J.** Interlaboratory comparison of Leg 46 basalt standards. — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1979, vol. 46, p. 293–297.
- Klinkhammer G., Bender M., Weiss R.F.** Hydrothermal manganese in the Galapagos Rift. — *Nature*, 1977, vol. 269, N 5626, p. 319–320.
- Kurnosov V.B., Hurdmae I.O., Kazakova V.** et al. Mineralogy and inorganic geochemistry of sediments from mouth on the Gulf of California. — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.*, 1983, vol. 65, p. 399–424.
- ✓ **Lancelot Yv.** Relations entre évolution sédimentaire et tectonique de la Plaque Pacifique depuis le Crétacé inférieur. — *Mém. Soc. géol. France*, 1978, vol. 57, N 134, p. 40.
- ✓ **Lancelot Y., Larson R.L.** Sedimentary and tectonic

- evolution of the north-western Pacific. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975, vol. 32, p. 925–939.
- Larson R.L.* Late Jurassic and early Cretaceous evolution of the Western Central Pacific Ocean. — *J. Geomagn. and Geoelec.*, 1976, vol. 28, p. 219–236.
- Larson R.L., Hilde T.W.C.* A reversal time scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, p. 2586–2594.
- ✓ *Larson R.L., Moberly R.* et al. Site 313: Mid-Pacific mountains. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975, vol. 32, p. 313–390.
- Lonsdale R.* Deep-tow observations at the mounds abyssal hydrothermal field, Galapagos Rift. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 36, p. 92–110.
- Luyendyk B.P., Forsyth D., Phillips J.D.* Experimental approach to the paleocirculation of the oceanic surface waters. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, p. 2649–2664.
- Lyle M.* Estimation of hydrothermal manganese input to the oceans. — *Geology*, 1976, vol. 4, N 12, p. 733–736.
- MacArthur J.M., Elderfield H.* Metal accumulation rates in sediments from Mid-Indian Ocean Ridge and Marie Celeste Fracture zone. — *Nature*, 1977, vol. 266, N 5601, p. 437–439.
- Macdonald G.A.* Composition and origin of Hawaiian Laves. — *Contribs. Hawaii Inst. Geophys.* for the year, 1968, p. 477–522.
- Mottl M.J., Holland H.D.* Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. I. Experimental results for major and minor components of seawater. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, p. 1103–1115.
- Mottl M.J., Holland H.D., Corr R.F.* Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. II. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, vol. 43, p. 869–884.
- Pertsev N.N., Rusinov V.L.* Mineral assemblages and processes of alteration in basalts at Deep Sea Drilling Project Sites 417 and 418. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 51/53, p. 1219–1242.
- Phanerozoic time scale. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1964, vol. 120, p. 260–262.
- Rateev M.A., Timofeev P.P., Rengarten N.V.* Minerals of the clay fraction in Pliocene-Quaternary sediments of the east equatorial Pacific. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 54, p. 307–318.
- Riley J.P., Chester R.* Introduction to marine chemistry. L.: Academic, 1971. 421 p.
- Rusinov V.L., Laputina I.P., Muravitskaja G.N.* et al. Clay minerals in basalts from Deep Sea Drilling Project Sites 417 and 418. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 51/53, p. 1265–1271.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C.* Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. — *Geol. mijnbouw*, 1976, vol. 55, p. 179–184.
- Schrader E.L., Furbish W.J., Matvey D., May J.A.* Geochemistry and carbonate petrology of selected sediment samples from Deep Sea Drilling Project Leg 54, Eastern Pacific. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 54, p. 319–328.
- Seyfried W.E., Bishoff J.L.* Hydrothermal transport of heavy metals by seawater: The role of seawater/basalt ratio. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 34, p. 71–77.
- Seyfried W.E., Mottl M.J.* Origin of submarine metal-rich hydrothermal solutions: Experimental basalt–seawater interaction in a seawater-dominated system at 300°C, 500 bars. — In: Proc. 2nd Intern. Symp. water-rock interaction, Sect. 4. Strassbourg, 1977, p. 173–180.
- Shakleton N.J., Kennett J.P.* Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 281. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975a, vol. 29, p. 743–755.
- Shakleton N.J., Kennett J.P.* Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic changes at DSDP Site 284: Implications for glacial history of the Northern hemisphere and Antarctic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975b, vol. 29, p. 801–807.
- The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London, 1961.
- Tiercelin J.J., Faure H.* Rates of sedimentation and vertical subsidence in neorifts and paleorifts. — In: Tectonics and geophysics of continental rifts. Moscow, Dordrecht, 1978, vol. 2, p. 41–47.
- Timofeev P.P., Bogoliubova L.I.* Black shales of the bay of Biscay and conditions of their formation, DSDP Leg 48, Holes 400A, 402A. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 48, p. 831–852.
- Timofeev P.P., Rengarten N.V., Rateev M.A.* Petrology and mineralogy of pleistocene sediments overlying basement at the mouth of the Gulf of California. Deep Sea Drilling Project Leg 65. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 65, p. 363–374.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H.* Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, vol. 72, N 2, p. 175–190.
- Varentsov I.M.* On the leaching of manganese in the course of interaction of basic volcanic materials with sea water. — *Soc. Mining Geol. Jap. Spec. Iss.*, 1971, vol. 3, p. 466–473.
- Varentsov I.M.* The geochemistry of heavy metals in Upper Cenozoic sediments near the crest of the Mid-Atlantic Ridge, latitude 23°N, drilled on DSDP Leg 45. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 45, p. 349–377.
- Varentsov I.M.* Geochemistry of transition metals in the processes of ferromanganese ore formation in Recent basins. — In: Geology and geochemistry of manganese. Bp.: Akad. Kiadó, 1980. Vol. 1. General problems (mineralogy, geochemistry, methods), p. 367–387.
- Varentsov I.M., Sakharov B.A., Drits V.A.* et al. Hydrothermal deposits of the Galapagos Rift Zone. Leg 70: mineralogy and geochemistry of major components. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1983, vol. 70, p. 235–268.
- Walsh J.N.* The simultaneous determination of the major, minor and trace constituents of silicate rocks using inductively coupled plasma spectrometry. — *Spectrochim. acta B*, 1980, vol. 33, p. 107–111.
- Weaver Ch.E., Pollard L.D.* The chemistry of clay minerals. Amsterdam: Elsevier, 1973. 213 p. (Develop. Sedimentol.; N 15).
- Weiss R.F.* Hydrothermal manganese in the deep-sea: Scavenging residence time and Mn²⁺He relationships. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 37, p. 257–262.

- Winterer E.* Sedimentary facies and plate tectonics of Equatorial Pacific. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, vol. 57, N 2, p. 265–282.
- ✓ *Winterer E.L.* Anomalies in the tectonic evolution of the Pacific. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1976, vol. 19, p. 269–278.
- ✓ *Winterer E.L., Ewing J.I.* et al. Site 171. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 17, p. 283–334.
- Wiss W.S., Eugster H.P.* Celadonite: synthesis, thermal stability and occurrences. — Amer. Miner., 1964, vol. 49, p. 1031–1083.
- X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London, 1951.
- Zolotarev B.P., Choporov D.Y.* Petrochemistry of basalts D/V "Glomar Challenger", Leg 45, Holes 395, 395A and 396. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 45, p. 479–492
- Zolotarev B.P., Choporov D.Y., Voitav G.I.* Petrochemistry of basalts and distribution of organic gases: Holes 407, 408, 409, 410A, 411, 412 and 413, DSDP Leg 49. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 49, p. 727–744.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Л.П. Тимофеев)	3
Глава I	
Минералогия и геохимия постюрских отложений центральной области северо-западной части Тихого океана (рейс 62-й)	7
Геохимическая история постюрской седиментации в западных районах подводных гор Маркус-Неккер, скв. 463 (И.М. Варенцов, Л.П. Тимофеев, М.А. Ратеев)	7
Геохимическая история постюрской седиментации в северном районе возвышенности Хесса, скв. 464 (И.М. Варенцов, Б.А. Сахаров, М.А. Ратеев, Д.Я. Чопоров)	36
Геохимическая история постюрской седиментации в южном районе возвышенности Хесса, скв. 465, 465А (И.М. Варенцов)	53
Геохимическая история постюрской седиментации в южном районе возвышенности Хесса, скв. 466 (И.М. Варенцов)	73
Ассоциации главных компонентов и тяжелых металлов — индикаторы геохимической эволюции постюрской седиментации центральной области северо-западной части Тихого океана (И.М. Варенцов)	89
Глава II	
Литология, минералогия осадочного чехла и геохимия базальтов Калифорнийского залива (рейс 65-й)	141
Литология и минералогия плейстоценовых отложений устья Калифорнийского залива (Л.П. Тимофеев, Н.В. Ренгартен, Л.И. Боголюбов, М.А. Ратеев, В.В. Еремеев)	141
Геохимия базальтов Калифорнийского залива и распределение в них редкоземельных элементов (Б.П. Золотарев)	154
Глава III	
Минералогия и геохимия гидротермальных отложений зоны Галапагосского рифта (рейс 70-й)	173
Гидротермальные отложения зоны Галапагосского рифта: аспекты минералогии и геохимии главных компонентов (И.М. Варенцов, Б.А. Сахаров, В.А. Дриц, С.И. Ципурский, Д.Я. Чопоров, В.А. Александрова)	173
Геохимические ассоциации главных компонентов, Ва и Sr как индикаторы процессов осадкообразования: гидротермальные отложения зоны Галапагосского рифта (И.М. Варенцов)	202
Литература	214
Объяснения к таблицам I—VIII	218

CONTENTS

Preface (P.P. Timofeev)	3
Chapter I	
Mineralogy and geochemistry of post-Jurassic sedimentation in the Central Northwestern Pacific (DSDP Leg 62)	7
Geochemical history of post-Jurassic sedimentation in Western Mid-Pacific Mountains, site 463 (<i>I.M. Varentsov, P.P. Timofeev, M.A. Rataev</i>)	7
Geochemical history of post-Jurassic sedimentation in Northern Hess Rise, site 464 (<i>I.M. Varentsov, B.A. Sakharov, M.A. Rataev, D.Ya. Choporov</i>)	53
Geochemical history of post-Jurassic sedimentation in Southern Hess Rise, site 465 (holes 465, 465 A) (<i>I.M. Varentsov</i>)	73
Geochemical history of post-Jurassic sedimentation in Southern Hess Rise, site 466 (<i>I.M. Varentsov</i>)	89
Assemblages of the major components and heavy metals as indicators of geochemical evolution of post-Jurassic sedimentation in the Central Northwestern Pacific (<i>I.M. Varentsov</i>)	89
Chapter II	
Lithology, mineralogy of deposits and geochemistry of basalts of the Bay of California (DSDP Leg 65) .	141
Lithology and mineralogy of the Pleistocene sediments of the mouth of the Bay of California (<i>P.P. Timofeev, N.V. Renngarten, L.I. Bogolyubova, M.A. Rataev, V.V. Ermeev</i>)	141
Geochemistry and distribution of rare earth elements in basalts of the Bay of California (<i>B.P. Zolotarev</i>)	154
Chapter III	
Mineralogy and geochemistry of hydrothermal deposits of the Galapagos Rift zone (DSDP Leg 70) . .	173
Hydrothermal deposits of the Galapagos Rift zone: mineralogy and geochemistry of major components (<i>I.M. Varentsov, B.A. Sakharov, V.A. Drita, S.I. Tshipursky, D.Ya. Choporov, V.A. Aleksandrova</i>)	173
Geochemical assemblages of major components, Ba and Sr as indicators of depositional processes: hydrothermal deposits of the Galapagos Rift zone (<i>I.M. Varentsov</i>)	202
Bibliography	214
Explication to plates I–VIII	218

3 руб.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"
готовится к печати книга

БУДУЩЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

19 л.

В книге рассмотрены основные проблемы современной георетической геологии и главные перспективы ее развития. Особое внимание уделено проблемам геологии океанов, ранних стадий развития Земли, петрологии, литологии, проблемам физики тектонических процессов и стратиграфии, а также истории некоторых аспектов методологии геологической науки. Авторы – ученые академий наук социалистических стран. Для геологов, петрологов, литологов, стратиграфов, тектонистов.

